

## Tesis de Posgrado

# Petrología y metalogenia del magmatismo paleozoico superior- triásico del sector centro y sur de la Sierra de Volcán, provincia de San Juan, Argentina

Rubinstein, Nora

1995

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias  
Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

**Cita tipo APA:**

Rubinstein, Nora. (1995). Petrología y metalogenia del magmatismo paleozoico superior-triásico del sector centro y sur de la Sierra de Volcán, provincia de San Juan, Argentina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.  
[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_2772\\_Rubinstein.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2772_Rubinstein.pdf)

**Cita tipo Chicago:**

Rubinstein, Nora. "Petrología y metalogenia del magmatismo paleozoico superior-triásico del sector centro y sur de la Sierra de Volcán, provincia de San Juan, Argentina". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1995.  
[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_2772\\_Rubinstein.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2772_Rubinstein.pdf)

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

PETROLOGIA Y METALOGENIA DEL MAGMATISMO PALEOZOICO SUPERIOR-  
TRIASICO DEL SECTOR CENTRO Y SUR DE LA SIERRA DE VOLCAN,  
PROVINCIA DE SAN JUAN, ARGENTINA

Por Licenciada Nora Rubinstein

Director: Magdalena Koukharsky

Lugar de Trabajo: Departamento de Ciencias Geológicas,  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de  
Buenos Aires.

Tesis presentada para optar al título de  
Doctor en Ciencias Geológicas

pta 1  
52

## INDICE

PROLOGO .....	1
RESUMEN .....	3
1. INTRODUCCION ..	5
2. METODOLOGIA DE TRABAJO .....	6
3. GENERALIDADES ..	9
3.1. Ubicación y accesos .....	9
3.2. Geomorfología .....	11
4. MARCO GEOLOGICO .....	14
4.1. Estratigrafía .....	14
4.2. Tectonismo y magmatismo .....	17
5. CARRIZAL DE ARRIBA .....	21
5.1. Antecedentes .....	21
5.2. Estructura .....	24
5.3. Estratigrafía .....	29
5.4. Rocas magnéticas permo-triásicas .....	36
5.4.1. Descripción de los afloramientos .....	36
5.4.2. Geoquímica .....	41
5.4.3. Edad .....	49
5.4.4. Consideraciones .....	50
5.5. Alteración .....	52
5.5.1. Alteración hipogénica .....	52
5.5.2. Alteración supergénica .....	71
5.5.3. Análisis mineralógicos	
por el método de Difracción de Rayos X .....	78
5.5.4. Consideraciones .....	82
5.6. Mineralizaciones .....	90
5.6.1. Paragénesis minerales .....	90
5.6.2. Los minerales de uranio .....	98
5.6.3. Consideraciones .....	99
5.6.4. Geoquímica de los elementos metálicos ...	101
5.6.5. Estadística .....	107
5.7. Caracterización genética de la Manifestación	
Carrizal.....	111
5.8. Evaluación preliminar de la	
Manifestación Carrizal .....	115
6. CERRO COLORADO .....	119
6.1. Antecedentes .....	119
6.2. Estratigrafía .....	122
6.2.1. Introducción .....	122
6.2.2. Descripción de los afloramientos .....	123
6.2.3. Edad .....	141
6.3. Geoquímica .....	143
6.4. Consideraciones .....	151

7. MALIMAN DE ARRIBA .....	157
7.1. Antecedentes .....	157
7.2. Estratigrafía .....	159
7.2.1. Introducción .....	159
7.2.2. Descripción de los afloramientos .....	160
7.2.3. Edad .....	170
7.3. Geoquímica .....	172
7.4. Consideraciones .....	180
8. CARACTERIZACION DEL MAGMATISMO DEL SECTOR CENTRO Y SUR DE LA SIERRA DE VOLCAN .....	183
9. CONCLUSIONES .....	185
10. REFERENCIAS .....	192
AGRADECIMIENTOS .....	200

## PROLOGO

En el año 1988 accedí a un cargo de Docente Auxiliar en la Cátedra de Petrografía del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires y fue durante el ejercicio de la docencia que nació en mí el interés por los temas petrológicos.

Ya en el año 1989, habiendo obtenido una Beca Doctoral del Consejo de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), comencé a desarrollar un tema de investigación referido a los procesos de metamorfismo de contacto y alteración hidrotermal en la comarca de Carrizal, ubicada en el sur de la Sierra de Volcán, provincia de San Juan, en el marco de proyecto "Las rocas magmáticas pre-terciarias del sur de la Sierra de Volcán, provincia de San Juan" (PIA-CONICET, dirigido por la Dra. M.M.L. Koukharsky) lo que posteriormente constituyó el punto de partida de la presente Memoria de Tesis Doctoral.

El hallazgo de un interesante complejo volcánico - desconocido hasta ese momento- en la comarca de Cerro Colorado, muy próximo al área seleccionada para el desarrollo del tema de beca, hizo que se incluyera en la investigación el estudio del magmatismo de dicha área. Por otra parte, se comenzaron a estudiar las asociaciones de minerales de mena vinculadas a las alteraciones hidrotermales lo que me permitió incursionar en uno de los campos más interesantes de la Geología que es la Metalogenia.

La obtención de una Beca de Perfeccionamiento del CONICET permitió la continuación de las tareas de investigación a las que luego se sumaron, por sugerencia del Dr. Carlos O. Limarino, el estudio del magmatismo de la comarca de Malimán de Arriba, ubicada también en el ámbito de la Sierra de Volcán algunos kilómetros al norte de las localidades arriba mencionadas, permitiendo así darle un marco regional al

presente trabajo.

Por último quiero destacar mi satisfacción por el trabajo realizado que conlleva una gran dosis de esfuerzo personal el cual permitió superar las dificultades encontradas a lo largo del camino transitado. Los principales aspectos de la investigación y los consiguientes resultados constituyen la Memoria de Tesis Doctoral que tengo el agrado de poner a consideración de los profesores del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires que integren el Jurado como así también de la Comisión de Doctorado de esta Facultad, con la seguridad que sabrán valorar debidamente el trabajo realizado.

## **RESUMEN**

Los trabajos de campo realizados en el extremo sur de la Sierra de Volcán, ubicada en la Precordillera Occidental de la Provincia de San Juan y dirigidos al estudio de las rocas ígneas y las mineralizaciones asociadas, abarcaron tres localidades: Carrizal de Arriba, Cerro Colorado y Malimán de Arriba.

A los trabajos de campo se agregaron estudios de laboratorio que abarcaron análisis petro calcográficos, análisis de Rayos X, análisis por Microsonda Electrónica, dataciones K/Ar, análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas y análisis químicos de elementos metálicos.

En la localidad de Carrizal de Arriba aflora una manifestación con una mineralización polimetálica que se pone en evidencia por el desarrollo de una extensa zona de oxidación. El estudio del tipo y distribución de las alteraciones hipogénicas y supergénicas, de las asociaciones de minerales de mena presentes en muestras de superficie y de perforación y las características petrológicas del magmatismo al que dicha mineralización se encuentra vinculada permitió realizar su caracterización genética, establecer su nivel de exposición y determinar el ambiente tectónico de emplazamiento. Las relaciones existentes entre los distintos tipos de alteración permitieron establecer las características químicas de los fluidos y su evolución durante el evento mineralizante. El tratamiento estadístico de los datos obtenidos mediante análisis químicos de elementos metálicos permitió llevar a cabo una evaluación preliminar del potencial económico de la manifestación.

En la comarca de Cerro Colorado las investigaciones realizadas sobre una secuencia volcánica aflorante en el área permitieron llevar a cabo su caracterización petrológica, determinar su posición estratigráfica y hacer inferencias

sobre el ambiente tectónico de emplazamiento de la misma aportando de esta manera nueva información sobre el magmatismo permo-triásico del área de Pre cordillera Occidental.

Las investigaciones hechas sobre un conjunto de rocas volcánicas y plutónicas de la comarca de Malimán de Arriba permitieron obtener su caracterización petrológica y realizar inferencias sobre su ambiente tectónico de emplazamiento, aportando nuevos datos sobre el magmatismo eocarbonífero en el ámbito de Precordillera, donde el mismo se encuentra escasamente estudiado.



## 1. INTRODUCCION

La investigación realizada en los sectores centro y sur de la Sierra de Volcán, ubicada en la Precordillera Occidental, tiene dos objetivos. El primero es el estudio de la manifestación polimetálica de Carrizal (Moreno Peral, 1986; Simon, 1986), en tanto que el segundo es la caracterización petrológica del magmatismo aflorante en el área.

Esta investigación incluye una detallada descripción petrográfica de los distintos tipos litológicos que representan el magmatismo neopaleozoico-triásico dentro de las comarcas estudiadas. También se cuenta con datos sobre la composición química, tanto de elementos mayoritarios como de trazas, lo que permitió realizar la caracterización geoquímica y contribuir a la interpretación del ambiente tectónico de emplazamiento. Por otra parte se realizaron estudios petrográficos de las alteraciones hidrotermales los que se complementaron con análisis de difracción de rayos X y estudios calcográficos que permitieron establecer las asociaciones de minerales de mena presentes en las muestras provenientes de la zona mineralizada. Análisis químicos llevados a cabo sobre un conjunto de muestras seleccionadas permitieron obtener los contenidos de los elementos metálicos y comprobar la existencia de pulsos de mineralización.

El cuidadoso análisis de la información obtenida permite establecer la existencia en la zona estudiada de un ciclo magmático carbónico y otro permo-triásico ambos correspondientes a un ambiente de arco volcánico, como así también la vinculación genética existente entre la mineralización y el magmatismo permo-triásico.

## 2. METODOLOGIA DE TRABAJO

Para la realización del presente trabajo se llevaron a cabo tres campañas al área de estudio totalizando 45 días de trabajo durante los cuales se realizó el relevamiento geológico de la zona estudiada y se llevaron a cabo detallados muestreos petrográficos y geoquímicos en superficie.

Los mapas de las comarcas estudiadas se confeccionaron utilizándose como base fotografías aéreas del Instituto Geográfico Militar a escala 1:20.000, con el apoyo de una imagen satelital Landsat MSS en bandas 5 y 7, a escala 1:200.000.

La caracterización petrográfica de las muestras recolectadas se realizó mediante lupa binocular en los estudios mesoscópicos y en cortes delgados utilizando microscopio de polarización, en tanto que para las asociaciones de minerales de mena de las muestras provenientes del área mineralizada se utilizó microscopio de reflexión. Las muestras para estudios por refracción y reflexión fueron preparadas en el Laboratorio de Petrotomía del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires y por el Sr. Roberto Asta y fueron estudiadas en la Cátedra de Petrografía de dicho Departamento.

Por otra parte se estudió en los Laboratorios de la Comisión Nacional de Energía Atómica (Buenos Aires) un conjunto de muestras (cortes delgados y cortes pulidos) provenientes de perforaciones realizadas en la zona mineralizada y que fueron gentilmente cedidas para este trabajo por dicha institución.

Para clasificar las muestras petrográficas se establecieron los porcentajes de los componentes de forma estimativa utilizando para las rocas sedimentarias la clasificación de Pettijohn et al, 1987, para las volcánicas la

clasificación propuesta por la Subcomisión de de Sistemática de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (1978) y para las rocas piroclásticas la clasificación de Teruggi et al. (1978) modificada por Mazzoni (1986). La descripción de las muestras petrográficas y calcográficas se encuentran en el APENDICE.

Para el estudio detallado de las alteraciones hidrotermales se llevaron a cabo análisis por difracción de rayos X sobre la fracción limo-arcilla y roca total de muestras escogidas para tal fin. Estos fueron realizados en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires y en el Departamento de Estudios Especiales de la Comisión Nacional de Energía Atómica (Buenos Aires) en donde estuvieron a cargo de la Lic. Orquídea Morello. Los difractogramas de las muestras analizadas se encuentran en el APENDICE.

Los análisis químicos para la determinación de elementos metálicos fueron realizados por el método de absorción atómica y estuvieron a cargo del Laboratorio de Geoquímica de Departamento de Minería de la Dirección General de Fabricaciones Militares. Los mismos permitieron conocer los tenores de los metales e identificar pulsos de mineralización. El tratamiento de los datos se llevó a cabo con un programas graficadores y estadísticos.

El estudio de la composición química de los sulfuros y de un conjunto de minerales de alteración se realizó con una microsonda electrónica modelo EDAX en el Instituto de Investigaciones Científicas y Técnicas de las Fuerzas Armadas y estuvo a cargo del Lic. Dante Giménez.

Para la caracterización del magmatismo de las áreas estudiadas se realizaron análisis de elementos mayoritarios y trazas por el método de inducción por plasma utilizando fusión con metaborato de Li en los Laboratorios Analíticos de BHP,

UTA International inc. (California, USA). Estos fueron complementados con determinaciones realizadas por Absorción Atómica en el Laboratorio de Geoquímica del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Para el tratamiento de dichos datos se utilizaron programas específicos y graficadores.

Las dataciones K/Ar fueron realizadas en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (Buenos Aires) en el marco del proyecto "Cuerpos subvónicos cenozoicos del noroeste argentino" (PID-CONICET) dirigido por la Dra. M. Koukharsky, las que permitieron estimar la posición estratigráfica del magmatismo estudiado.

### 3. GENERALIDADES

#### 3.1. UBICACION Y ACCESOS

El presente trabajo abarca el área comprendida entre los 69° y 69° 9' de longitud oeste y los 29° 50' y 30° 1' de latitud sur. Esta zona está localizada en el extremo sudoriental de la Hoja 17b, Guandacol (Furque, 1963) y el extremo nororiental de la Hoja 18c, Jáchal (Furque, 1973), en el norte de la provincia de San Juan. En la misma se estudiaron tres comarcas ubicadas en los sectores centro y sur la Sierra de Volcán, dentro de la provincia geológica de Cordillera Occidental (figura 1).

La primera comarca estudiada abarca ambas márgenes del río Volcán desde su desembocadura en la margen derecha del río Blanco, frente a la localidad de Angualasto, hasta el puesto Carrizal de Arriba, propiedad del Sr. Juan Brizuela, en donde se encuentra un antiguo campamento de la Comisión Nacional de Energía Atómica. Se accede a la comarca por la ruta provincial N° 150 que une la localidad de Jáchal con la de Rodeo desde donde parte hacia el norte un camino mejorado transitable durante todo el año, que conduce a la localidad de Angualasto. El puesto Carrizal de Arriba está ubicado aproximadamente 10 km al noreste de la población de Angualasto y se accede al mismo a través de la Quebrada del río Volcán. Dicho acceso es dificultoso y puede eventualmente cortarse completamente para el tránsito de vehículos por las crecientes de primavera, muy comunes en esta región.

El área de Cerro Colorado se encuentra aproximadamente 5 km al noreste del puesto Carrizal de Arriba siguiendo aguas arriba por la Quebrada de Volcán. Debido a que el camino se encuentra cortado en forma permanente no es posible el acceso con vehículo a esta zona.

La tercera comarca estudiada comprende las Quebradas de

la Cortadera, Chavela y la rama austral de la Quebrada El Chaco desde sus desembocaduras en la margen derecha del río Blanco hasta sus nacientes. Estas quebradas se encuentran pocos kilómetros al norte de la localidad de Malimán de Arriba, la cual se encuentra aproximadamente 17 km al norte de Angualasto por camino mejorado transitable durante todo el año. El acceso a estas quebradas sólo es posible mediante el uso de tropa.

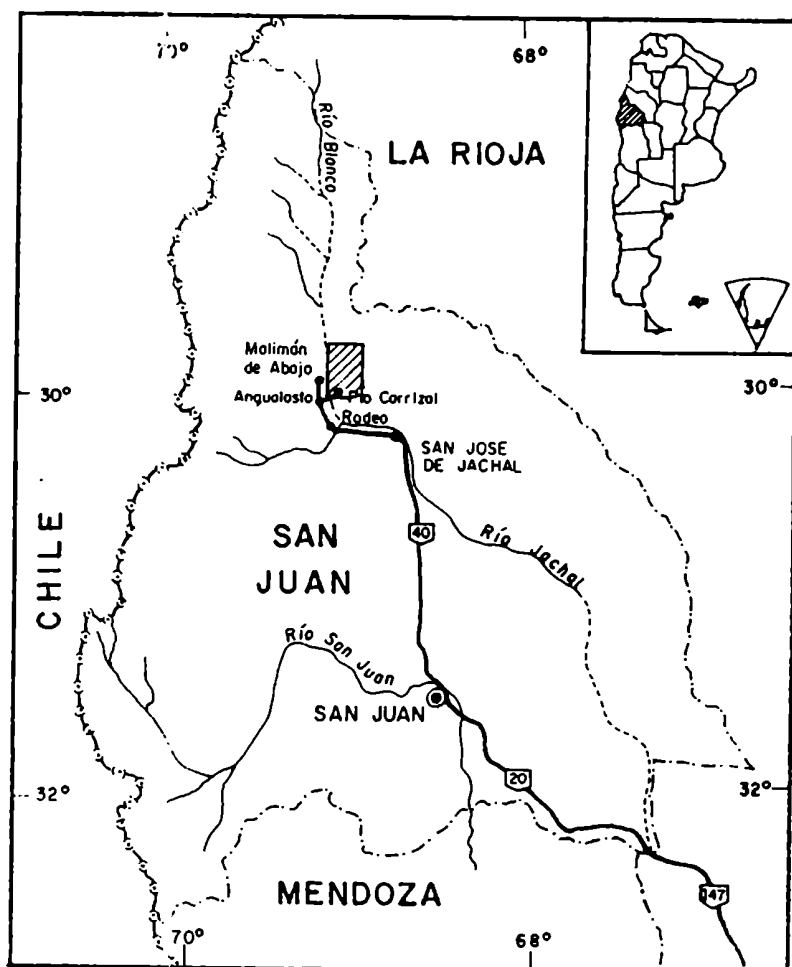


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.

### 3.2. GEOMORFOLOGIA

El área estudiada presenta un paisaje de tipo policíclico y compuesto, como resultado de la combinación de los procesos de remoción en masa y la acción fluvial, y de acuerdo al ciclo de Davis, es de tipo maduro como lo evidencian el carácter integrado de la red y la presencia de interfluvios agudos.

El paisaje presenta un aspecto desértico encontrándose la vegetación restringida a las inmediaciones de los cauces de tipo permanente. De acuerdo a las características geomorfológicas de la zona, ésta puede dividirse en dos áreas (figura 2):

#### **Area serrana**

Comprende las serranías que integran el sector centro y sur de la sierra de Volcán, conformada principalmente por sedimentitas de edad paleozoica. Dentro de la misma actuaron los procesos de remoción en masa generando conos de talud que evidencian la inestabilidad de las pendientes.

En este sector la red de drenaje está constituida por ríos efímeros o transitorios que responden al encausamiento de las precipitaciones que sólo se producen en la época estival a excepción del río Volcán, de caudal permanente. Los ríos son de tipo subsecuente es decir, presentan un marcado control estructural siguiendo el lineamiento con dirección aproximadamente E-O y drenando hacia las áreas de piedemonte, respondiendo a la pendiente regional. Escasos y de poco desarrollo son los cursos que siguen el lineamiento N-S.

El río Volcán, que constituye el curso más importante de este sector, es de tipo anastomosado y presenta dos niveles de terrazas los que indican dos procesos de rejuvenecimiento. Dicho rejuvenecimiento ha activado la erosión retrocedente produciendo esporádicas capturas y resaltos en los cursos

transitorios.

#### **Areas de piedemonte**

Las áreas de piedemonte están muy desarrolladas al oeste de la sierra de Volcán y en menor medida al este de la misma. En este sector el paisaje está modelado por la acción fluvial la cual ha generado conos aluviales que coalescen conformando bajadas. Aquí, al igual que en el área serrana, los cursos que conforman la red de drenaje son, a excepción de los ríos Blanco y Volcán, transitorios o efímeros.

Se observan dos niveles de bajada disectados, consecuencia de dos procesos de rejuvenecimiento, y un nivel actualmente activo. Los cursos en el área pedemontana occidental son de tipo subsecuente, es decir responden a la pendiente regional, en tanto que en el área oriental los cursos principales son consecuentes con el lineamiento N-S. El río Blanco, que constituye el nivel del base regional de la red de drenaje en el área estudiada, es un curso permanente que se encuentra controlado por el lineamiento estructural de dirección N-S. El mismo es de tipo anastomosado y presenta como consecuencia del rejuvenecimiento dos niveles de terrazas.

El nivel de terraza inferior se encuentra parcialmente aprovechado por los habitantes de la zona. Las actividades principales de la zona son la explotación agrícola y la actividad ganadera.





Figura 2. Imagen de satélite MSS en bandas 5 y 7 a escala 1:200.000 del área estudiada. a Área serrana; b Área pedemontana; 1 sector Carriza; 2 sector Cerro Colorado; 3 sector Malimán de Arriba.

#### 4. MARCO GEOLOGICO

##### 4.1. Estratigrafía

Los afloramientos más antiguos que afloran en el sector sur de la sierra de Volcán corresponden a la Formación La Punilla (Furque, 1963). De acuerdo al contenido fosilífero hallado en afloramientos que se encuentran al norte de la Hoja Guandacol esta formación tendría edad devónica media (Furque y Cuerda, 1979). La misma está constituida por areniscas, areniscas cuarcíticas, lutitas, grauvacas y escasos conglomerados. El conjunto es bastante compacto y en algunos lugares presenta estratificación. Predominan las tonalidades verdes, grises y pardas. Su ambiente de depositación ha sido exclusivamente continental, existiendo una profundización de cuenca desde el borde oriental de la sierra de Punilla y Volcán con leves oscilaciones hacia el oeste (Furque, op.cit.).

Continúa la secuencia con la Formación Pircas Negras (Furque y Baldis, 1973) integrada en su mayoría por sedimentos pelíticos con intercalaciones areniscosas y algunos conglomerados, todos ellos con tonalidades gris verdosas, verde oscuras y pardas, con restos de trilobites y plantas.

El Devónico culmina con la Formación Chigua (Sarudiansky, 1971), constituida por dos miembros: uno inferior denominado Chavela, portador de trilobites y plantas, compuesto principalmente por lutitas y limolitas verdosas con algunos bancos areniscosos y calcáreos, y otro superior denominado Ramadita, en el que se hallaron restos vegetales, que consta de lutitas verdosas a las que siguen areniscas y limolitas verdosas y pardas claras y algunos bancos de conglomerados.

Según Furque y Baldis (op. cit.) las formaciones Pircas Negras y Chigua poseen características de ambiente

deposicional similar y escasas diferencias litológicas por lo que las agrupan bajo la denominación de Grupo Chinguillos que de acuerdo a su contenido fosilífero tendría una edad devónica superior (Furque y Cuerda, 1979). Basándose en la similitud entre las asociaciones fosilíferas de la Formación Pircas Negras y el Miembro Ramadita Furque y Baldi (op.cit.) sugieren un posible engranaje lateral entre ambas formaciones.

En el ámbito de estudio el Carbonífero está representado por las Formaciones Volcán y Panacán (Furque, 1963). La Formación Volcán posee una flora que permite ubicar su edad de forma aproximada en el Carbonífero inferior. Está integrada en su base por conglomerados groseramente estratificados con matriz arcillosa sobre los cuales se disponen areniscas y grauvacas de color verde oscuro. Estos depósitos son principalmente de origen continental con alguna intercalación marina y se apoyan en discordancia angular sobre los depósitos de la Formación Chigua. Esta discordancia es el resultado de los movimientos de la Fase Precordilleránica ubicada en la parte más baja del Devónico superior (Furque, 1972).

La Formación Panacán está compuesta por lutitas y arcillitas negras sobre las que se encuentran areniscas finas amarillas y blancas, y de acuerdo a su posición estratigráfica se la ubica en el Carbonífero alto, medio-superior (Furque, op. cit.). La falta de elementos paleontológicos impide ajustar su edad.

Posteriormente Scalabrini Ortiz (1970, 1973) estudió en detalle los afloramientos de edad carbonífera de la región distinguiendo en el área dos cuencas de sedimentación. La más occidental, Malimán, se ubica al oeste de la sierra de Punilla. La otra cuenca, a la que denominó Volcán, abarca los afloramientos de edad carbonífera que se encuentran al este de la sierra antes mencionada.

En la cuenca de Malimán afloran las Formaciones Malimán

de edad carbonífera inferior y Cortaderas, carbonífera superior o inclusive pérmica inferior según Scalabrini Ortiz. Ambas formaciones se encuentran en relación de discordancia erosiva no angular, a la que este autor le atribuye origen diastrófico y la ubica en la parte superior del Viseano o base del Namuriano. Posteriormente Aceñolaza y Toselli (1981) señalan para esta discordancia una probable edad namuriana y designan a los movimientos que la produjeron como Fase Malimán. Las Formaciones Malimán y Cortaderas serían entonces aproximadamente equivalentes a las Formaciones Volcán y Panacán de Furque. Para la cuenca de Volcán las formaciones aflorantes son Guandacol (Namuriano) y Tupe (Westfaliano) ambas de edad carbonífera superior.

Las Formaciones Malimán y Cortaderas corresponderían, según Azcuy y Caminos (1987) a secuencias principalmente marinas con un eventual engranaje con depósitos deltaicos a través de discontinuidades en la Protoprecordillera.

Basándose en evidencias palinológicas y estratigráficas Limarino et al. (1988) establecen para la Formación Cortaderas una edad carbonífera temprana. De esto surge que la edad de la discontinuidad es viseana (Carbonífero inferior) y que su carácter de discordancia angular no erosiva podría deberse a un origen eustático, es decir a cambios en el nivel del mar. Posteriormente Limarino y Césari (1991) definen el Grupo Angualasto que comprende las Formaciones Malimán, Cortaderas y El Ratón, todas ellas vinculadas litológica, genética y temporalmente.

La secuencia se continúa con la Formación Rodeo (Furque, 1979), compuesta por psefitas seguidas por areniscas multicolores con un ligero contenido en material volcánico culminando con tobas con restos fosilíferos en las que se observan diques y filones de andesitas y finalmente areniscas multicolores. De acuerdo a datos radimétricos, la edad de esta formación estaría entre los 6,6 y los 9,6 M.a. (Beer et al,

CENOZOICO	CUARTARIO		depósitos aluviales y coluviales actuales dos niveles de depósitos de bajada disec- tados
	TERCIARIO	F. Rodeo (Furque, 1979) Asociación subvolcánica del río San Juan (Leve- ratto, 1972)	psefitas, areniscas y tobas en las que se observan diques y filones andesíticos Cuerpos subvolcánicos andesíticos y da- cíticos
MESOZOICO	TRIASICO		rocas volcánicas y subvolcánicas mesosi- lísicas a ácidas ; depósitos de rocas piroclásticas y piroclásticas reelabora- das
	PERMICO	Grupo Choiyoi (Stipani- cic, 1965)	
PALEOZOICO	CARBONI- FERO	G. Anguila (1992) F. Cortaderas (S. Ortiz, 1970) F. Malimán (S. Ortiz, 1970)	pórfiros graníticos, diques y filones areniscas con intercalaciones de conglo- merados y de pelitas-diamictitas areniscas, pelitas y escasos conglomeras- dos de color verde oscuro
	DEVONICO	F. Chigua (Sarudiansky, 1971) F. Pircas Negras (Furque y Baldis, 1975) F. Punilla (Furque, 1963)	lutitas, limolitas y areniscas verdosas y pardo claras pelitas con intercalaciones de areniscas y conglomerados verdes y pardos areniscas, wackes, conglomerados y luti- tas verdes y grises

Cuadro 1. Estratigrafía de la Sierra de Volcan.

1987). Según dichos autores la sección inferior correspondería a un ambiente fluvial en tanto que la superior representa depósitos de planicie con intervalos de playa o lago, encontrándose el área muy próxima al centro volcánico.

La sucesión geológica culmina durante el Cuaternario con dos niveles de depósitos de bajada disectados antiguos y finalmente los depósitos aluviales y coluviales actuales.

La figura 3 muestra la geología de la sierra de Volcán a la latitud de las áreas estudiadas. La estratigrafía de la zona considerada se encuentra sintetizada en el cuadro I.

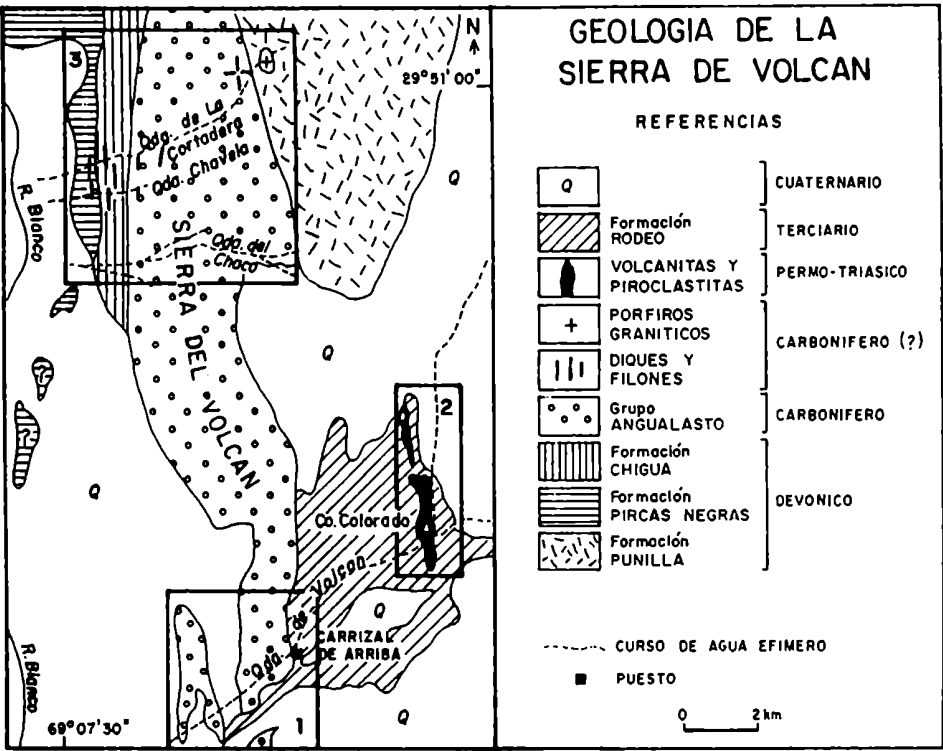


Figura 3. Geología del extremo sur de la sierra de Volcán. 1 sector Carrizal; 2 sector Co. Colorado; 3 sector Malimán de Arriba.

4.2. Tectonismo y magmatismo

Azcuy y Caminos (1987) señalan que el levantamiento del arco de Tontal o Protoprecordillera habría ocurrido durante el Devónico medio a superior, y que este evento habría estado

acompañado de una importante deformación de los depósitos precarbónicos. Ello sería consecuencia de la subducción y colisión de la microplaca Chilenia (Ramos et al., 1984) durante la deformación Cháñica principalmente como consecuencia de la Fase Precordilleránica. Esta fase -la principal de los movimientos cháñicos- habría producido el plegamiento, fracturamiento y leptometamorfismo de los depósitos del Paleozoico inferior y medio, como así también la notable discordancia que se observa en la base de la secuencia carbónica (Furque y Cuerda, 1984).

El ciclo magmático que se inicia como consecuencia de la acreción del "terrane" se denomina Ciclo Gondwanico y está representado por una compleja secuencia de eventos plutónicos y volcánicos. Dentro de este ciclo se reconocen dos episodios magmáticos diferentes: uno somuncúrico (cuya máxima actividad se encuentra en los 328 Ma.), asociado a subducción y otro integrado por la prefase Sanrafaélica (260 Ma.) y la fase principal Húaspica (con un máximo de actividad a los 232 Ma.) asociada a extensión, estando ambos episodios separados por la fase orogénica San Rafael, que tuvo lugar aproximadamente a los 280 Ma. (Pérez y Ramos, 1990). De acuerdo a Llambías et al. (1991) el magmatismo que sucede a la fase orogénica San Rafael es esencialmente pérmica y se extiende hasta el Triásico inferior, siendo las volcanitas de este ciclo conocidas como Grupo Choiyoi (Stipanovich et al., 1968). Estos autores proponen denominar al magmatismo permo-triásico que da lugar a las unidades plutónicas y volcánicas (estrechamente vinculadas composicional y geológicamente) como Ciclo Mágmatíco Choiyoi. Este ciclo magmático presenta un gran desarrollo areal en Cordillera Frontal encontrándose mucho más restringido en la provincia geológica de Precordillera.

De acuerdo a Llambías et al. (op cit.) el magmatismo carbonífero y permo-triásico presentan similar composición modal, frecuencia de tipo de rocas y similar comportamiento de elementos mayoritarios, lo cual permitiría en principio

asimilar ambos ciclos a una única unidad magmática de características propias que tipifican al magmatismo gondwanico.

La fase orogénica Sanrafaélica representaría un cambio en el marco tectónico de la región, como consecuencia de la disminución de la velocidad de traslación de los continentes en el pérmico inferior (Ramos y Kay, 1994). Esta variación se encuentra registrada dentro del Grupo Choiyoi en el que pueden reconocerse claramente dos secciones. La sección inferior está compuesta por rocas volcánicas mesosilíceas resultado de una subducción oblicua, en tanto que la superior es de composición riolítica y está dominada por un régimen extensional (Rapallini, 1989). Mpodozis y Kay (1992) explican estos cambios a través de un modelo colisional para los Andes Centrales para el Pérmico medio.

Durante el Mesozoico la actividad orogénica fue de poca importancia, tanto en la Precordillera como en la Cordillera Frontal (Ramos, 1988). Durante el ciclo Andico y principalmente como consecuencia de la Fase Principal del Tercer Movimiento, los depósitos volvieron a sufrir importante deformación como resultado de la cual se genera un sistema de pliegues suaves y amplios en el borde occidental de la Precordillera, los que afectan a sedimentitas terciarias y del Pleistoceno (Furque y Cuerda, 1984). Si bien la deformación de la Precordillera para el Terciario habría comenzado a los 16 M.a., ésta no fue sincrónica en toda la provincia geológica; las evidencias indican que a la latitud de la cuenca de Iglesia ésta se habría iniciado al menos a los 11 M.a (Beer, 1989). Allmendinger et al. (en Beer, 1989) señalan para la Precordillera occidental y central la presencia de cinco corrimientos con vergencia hacia el este que habrían producido luego del Mioceno medio un acortamiento de 95 km. Durante el post-Plioceno también experimentó algunos kilómetros de acortamiento en la cuenca de Iglesia a través de corrimientos con vergencia hacia el oeste (Beer, op. cit).



La disminución del ángulo de subducción asociada a la deformación compresional y el consiguiente espesamiento de la corteza comenzó en la Cordillera Principal aproximadamente a los 18 M a. Este evento estuvo acompañado de un magmatismo subvolcánico predominantemente andesítico. Luego de los 18 M a la deformación y el magmatismo asociado a este evento comenzó a propagarse hacia la Precorillera (Beer, op.cit.). De acuerdo a Leveratto (1972) el magmatismo fue posterior a la deformación compresional y su edad sería miocena temprana a media aunque posteriores dataciones realizadas sobre tobas (Johnson et al., 1987) arrojan edades que alcanzan el Mioceno tardío (7 M.a.). Posteriormente la actividad magmática migró hacia el este (Kay et. al, 1988) aunque la actividad tectónica siguió actuando y continúa haciéndolo hoy en día, manifestándose como movimientos epirogénicos de bloques que han sido sometidos a esfuerzos compresionales (Furque y Cuerda, 1984).

## 5. CARRIZAL DE ARRIBA

### 5.1. Antecedentes

Los trabajos realizados en el área de Carrizal de Arriba, tanto inéditos como publicados, están referidos a estudios realizados en el yacimiento El Carrizal ubicado en el sector sur de la sierra del Volcán a los 30° 00' de latitud sur y 69° 10' de longitud.

El yacimiento El Carrizal fue explotado entre los años 1943 y 1944 para la extracción de mineral de arsénico pero las labores fueron abandonadas debido a la baja rentabilidad del mineral (com. verb. señor Brizuela, dueño del Puesto Carrizal de Arriba).

En el año 1970 comienza a trabajar en el yacimiento la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) para exploración de uranio. Belluco et al. (1973) en su recopilación sobre los depósitos uraníferos de las provincias de La Rioja y San Juan resumen la información existente hasta ese momento. Según dichos autores la mineralización de uranio se encuentra distribuida en tres sectores. En el Sector Carrizal I la mineralización presenta hábito filoniano y se corresponde con una brecha de falla de dirección N-S. La asociación de minerales de uranio está compuesta por minerales amarillos secundarios y uraninita, acompañados por vestigios de vanadio y minerales de cobalto y níquel. En las inmediaciones aparece una riolita con alta radiactividad diferencial. El Sector Carrizal II tiene un depósito de tipo sedimentario con amarillos de uranio que impregnan las areniscas portadoras en lentes discontinuas. En el Sector Quebrada de los Jachalleros, la mineralización es filoniana y está compuesta por finas venillas discontinuas síliceas y minerales amarillos de uranio.

Posteriormente surgen de los trabajos realizados por la

CNEA una serie de informes (Antonietti, 1975 y 1977; Navarra, 1977) el último de los cuales (Moreno Peral, 1986) constituye una síntesis de la información obtenida por el organismo hasta ese momento.

De acuerdo a Moreno Peral (op. cit.) el rasgo característico de la zona es un sistema de fallas de rumbo norte-sur a las que se asocian fracturas secundarias de zona de ciza produciendo el craquelamiento de la caja sedimentaria. Este fracturamiento permitió la intrusión de cuerpos de composición ácida y la circulación de soluciones mineralizantes y en la actualidad sirve para el movimiento por permeabilidad secundaria de las aguas subterráneas. Esta zona craquelada y con alteración hidrotermal presenta silicificación, sericitización, hematitización y probablemente cloritización. La mineralización corresponde a un "stockwork" de sulfuros, arseniuros, cuarzo, óxidos de uranio, carbonatos y sulfatos. Cabe agregar que los sondeos realizados permitieron alcanzar en profundidad un cuerpo granítico.

Para Simon (1986), de acuerdo a los resultados de los estudios petrográficos y calcográficos, se está en presencia de yacimientos de metasomatismo de contacto. La roca que aloja a la mineralización es un exoskarn y las rocas clásticas se encuentran hornfelizadas. La mineralización constituye un enjambre de vetas y vetillas que no llegan a formar un "stockwork" con una asociación integrada por blenda y arsenopirita en una ganga de cuarzo, pirita y carbonatos. En el mapeo realizado en este trabajo aparece un cuerpo intrusivo hipabisal granítico y aplítico el que de acuerdo a la disposición de sus afloramientos estaría asociado a los fenómenos de metamorfismo y metasomatismo que se vinculan a la mineralización de uranio. Este autor le atribuye al magmatismo de esta comarca una edad permo-triásica.

Rubinstein (1992 a y b) sugiere que se trata de una

mineralización que genéticamente se puede clasificar como pórfiro de Cu y Mo y la vincula a un magmatismo de edad permotriásica (Rubinstein y Koukharsky, en prensa).

Según Furque y Cuerda (1979) todo el conjunto de cuerpos hipabisales y volcánicos de composición ácida a mesosilísica aflorantes en la zona tendrían su origen en la Segunda y Tercera Fase del Movimiento Andico. Sin embargo según Diez et al. (1981) todos los intrusivos que están relacionados a la mineralización de uranio en el área de Precordillera corresponden al magmatismo del Paleozoico superior - Triásico inferior, es decir, son consecuencia de la Fase Magmática San Rafael y por lo tanto equivalentes en edad al Grupo Choiyoi. Malvicini y Garrazino (1991) sostienen que la metalogénesis vinculada al magmatismo pérmico está caracterizada por la presencia de numerosos depósitos de elementos granitófilos ser Bi, W, Mo, As y F.

5.2. Estructura

La comarca de Carrizal se encuentra dentro del ambiente geológico de Precordillera Occidental la que está caracterizada por un estilo tectónico de falla plegada y corrida con un nivel de "decollement" ubicado en el límite entre el Paleozoico y el Mesozoico (Beer, 1989). A partir de dicho nivel de despegue se abre un conjunto de cinco fallas de corrimiento con vergencia hacia el este que abarcan la Precordillera Occidental y Central.

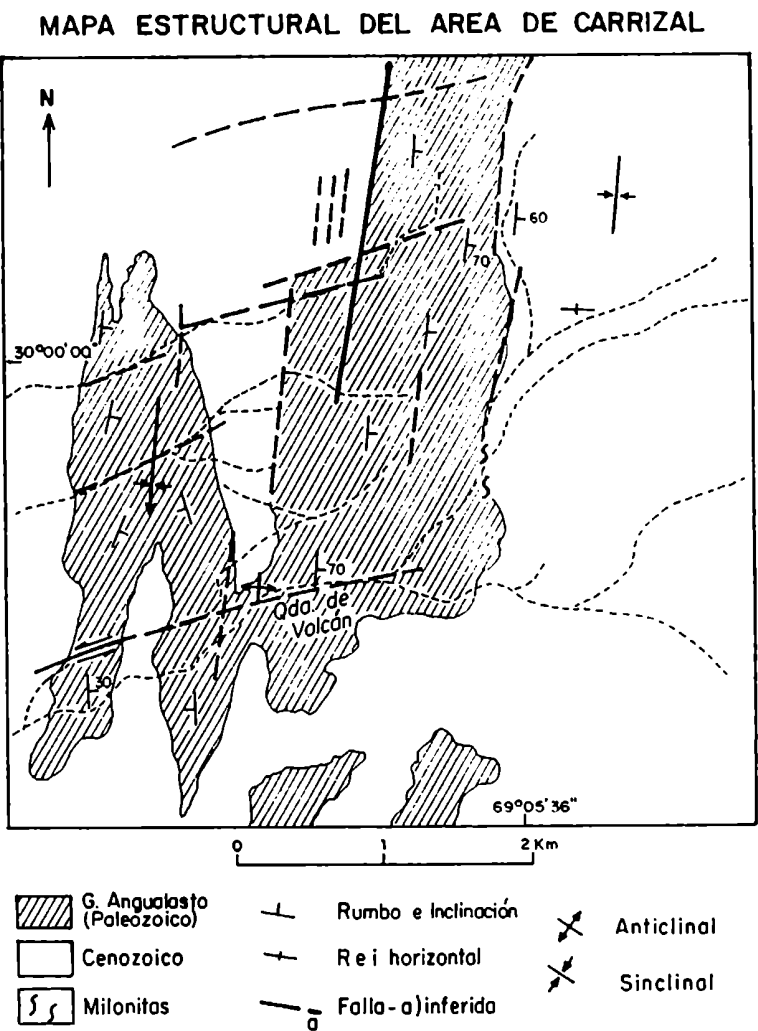
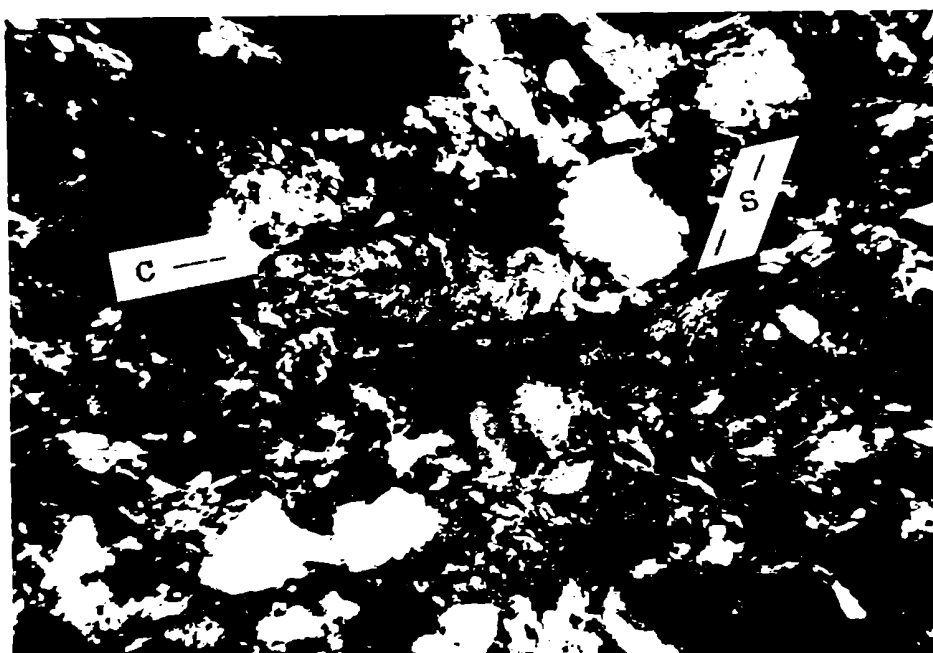


Figura 3'. Mapa estructural de la zona de Carrizal realizado en base a fotografías aéreas a escala 1:20.000 y datos de campo.

De acuerdo a Simon y Cardinali (1985) el esfuerzo principal máximo para el extremo sur de la sierra de Volcán está ubicado en  $318^{\circ}/06^{\circ}$ , lo cual no coincide con los esfuerzos regionales en Precordillera. A su vez proponen un esquema tectónico de sobrecorrimientos de bajo ángulo que concuerda con los antecedentes de la zona.

En la fotografía aérea de la zona se observan lineamientos los cuales han sido interpretados como fallas las que conforman dos juegos (figura 3). El más importante es de rumbo  $N 10^{\circ} E$  (coincidente con el rumbo general de la secuencia) y está constituido por un conjunto de fallas de alto ángulo (aproximadamente  $70^{\circ}$ ) con vergencia hacia el oeste. Coincidente con este rumbo se encuentra en el borde oriental de la sierra una faja milonítica de aproximadamente 15 m de potencia (Rubinstein, 1991 a). Mesoscópicamente se observa que está constituida por bancos con foliación intensa de hasta 20 cm de espesor que alternan con otros de aspecto más masivo que alcanzan hasta 40 cm (M 11).



Fotografía 1. Microfotografía con luz polarizada mostrando la estructura S-C y el desarrollo de "mica fish". Los procesos de presión-disolución producen la concentración de minerales opacos (100 aumentos).

La observación microscópica de una muestra tomada de un banco con foliación marcada, presenta una característica estructura S-C (fotografía 1) con desarrollo de "mica fish" (Lister y Snoke, 1984). La heterogeneidad mineralógica del protolito <sup>sedimentario</sup> determina que las superficies C tiendan a refractarse dándole al clivaje un aspecto anastomosado (Suppe, 1985). Mediciones de los ejes C de los cristaloclastos de cuarzo (M11) realizadas con platina universal de 4 ejes muestran que no existe orientación preferencial de los mismos, lo que indica que la recrystalización ha sido post-tectónica (figura 4).

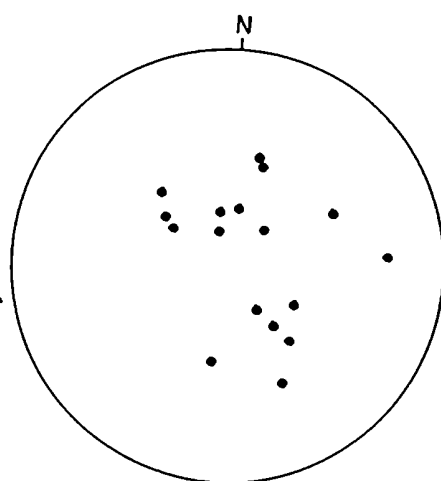


Figura 4. Representación estereográfica de los ejes C de los cristaloclastos de cuarzo (M 11). Nótese la ausencia de orientación preferencial.

Por encima de esta faja milonítica y separado de ella por una zona de harina de falla de 3 m de espesor se encuentra un banco compuesto una alternancia de areniscas y limolitas de color verde de entre 10 y 20 cm de potencia (M 9). Este posee evidencias de cataclasis pero no muestra signos de haber sufrido procesos de presión-solución o de plasticidad intracrystalina, por lo cual en principio se la clasifica como cataclasita. Esto estaría denotando que en el actual nivel de observación el fallamiento se produjo en el límite entre las condiciones cuasi plásticas y elástico friccionales (Sibson,

1977) lo que bajo condiciones normales de presión de poros (no se han observado evidencias de anomalías en la misma) ocurre a profundidades de entre 10 y 15 km (Sibson, op. cit.).

Por otra parte, con igual rumbo que el juego de fallas anteriormente descrito, se encuentran tres estructuras de plegamiento (figura 3'). El pliegue occidental que afecta a los estratos carboníferos corresponde a un sinclinal asimétrico que verge hacia el oeste y cuyo eje buza hacia el sur en tanto que el pliegue oriental es un anticlinal asimétrico con vergencia hacia el oeste. El pliegue que afecta a los estratos terciarios conforma un sinclinal (?) muy erosionado. Un rasgo que hay que destacar es que los afloramientos carboníferos presentan distinta intensidad de deformación que los de edad terciaria, ya que en los primeros los pliegues son más apretados y con interflancos menores.

El otro juego corresponde a un conjunto de fallas de alto ángulo de rumbo N 75°E. Estas presentan escaso desplazamiento de rumbo y desarrollo de espejos y brechas de falla cementadas por cuarzo.

Ambos juegos de fallas probablemente han sido contemporáneos, siendo el segundo conjunto de fallas de origen extensional (con escasa componente de rumbo) las que presentan una disposición aproximadamente paralela a la dirección de compresión y cuyo origen se debe a que el orógeno no se comporta como un bloque único.

Los datos de campo muestran que en parte la mineralización se encuentra controlada por la estructura. Las fallas y diaclasas mayores rellenas con mineralización presentan rumbos coincidentes con los de los juegos de fallas descritos. Sin embargo la distribución general de la mineralización, como lo demuestra la distribución de la zona de máxima decoloración, está principalmente controlada por la estructura de rumbo aproximadamente N-S (figura 5).



De acuerdo a la estructura presente son reconocibles al menos dos períodos de deformación en el área estudiada: uno posterior al lapso 9,6-6,6 Ma (edad de los afloramientos terciarios pertenecientes a la Formación Rodeo) probablemente consecuencia de la Fase Principal del Tercer movimiento de la Orogenia Andina y otro (o más de uno) anterior. El control estructural que presenta la mineralización (de edad pérmica inferior-triásica inferior, capítulo 5, apartado 4.3.) indica que la estructura tendría una edad acotada aproximadamente entre el Carbonífero inferior (edad del Grupo Angualasto) y el Pérmico inferior y por lo tanto sería probablemente consecuencia de la Fase Orogénica San Rafael, extensamente representada en la Cordillera Frontal y la Precordillera Occidental (Camino, 1979) las que a partir de dicha deformación adoptaron una configuración similar a la actual (Llambías y Sato, 1990).

La buena exposición de las estructuras de falla descritas, claramente observable en la fotografía aérea, permite decir que es probable que éstas se hayan reactivado durante el Terciario como consecuencia de la Fase Principal del Tercer movimiento de la Orogenia Andina. A partir de la fotointerpretación se puede decir que el fallamiento de rumbo S 10°O fue reactivado durante el Cuaternario, como lo pone en evidencia la existencia de niveles de bajada "colgados". La reactivación también está señalada por la existencia de roca de falla no coherente, indicando profundidades inferiores a 4 km, en contacto con rocas miloníticas que han sufrido deformación a profundidades considerablemente mayores.

### 5.3. Estratigrafía

#### Paleozoico :Carbonífero

Grupo Angualasto (Limarino y Cesari, 1992)

Los afloramientos más antiguos hallados en la zona han sido atribuidos en este trabajo al Grupo Angualasto. Esta asignación se hace en base a las semejanzas litológicas encontradas y a la información obtenida a partir de la interpretación de fotografías aéreas. El Grupo Angualasto (figura 5) está constituido en la cuenca de Río Blanco por las Formaciones Malimán y Cortaderas, ambas de similar composición litológica, igual desarrollo paleogeográfico y edad Carbonífera inferior. La ausencia de contenido fosilífero (no se han hallado restos palinológicos y los restos de hojas y tallos encontrados son indeterminables según Césari, com. verb.) no permite realizar una asignación más específica de estos afloramientos dentro del grupo.

Los afloramientos carbóníferos del área se encuentran intensamente afectados por la tectónica, que produjo el fallamiento y plegamiento de los mismos. Por este motivo el perfil realizado en la Quebrada de Volcán fue dividido en dos secciones denominadas Sección Oriental (BB') y Sección Occidental (AA') las que se encuentran separadas por una falla de rumbo aproximadamente N-S (figuras 5 y 6).

#### **Perfil Quebrada de Volcán**

##### Sección Oriental (BB')

En esta sección los afloramientos constituyen un anticlinal con vergencia hacia el oeste del cual se describe el flanco oriental. Toda la secuencia mantiene rumbo N 10°-15° E con una inclinación hacia el este de aproximadamente 70°, observándose sólo algunos ligeros cambios de actitud muy localizados.

Techo: Depósitos terciarios, contacto por falla (?)

Espe­sor (m)      Litología

- ..... Bancos de areniscas de entre 5 y 30 cm de espesor que alternan con bancos de limolitas fí­siles de hasta 10 cm y con lutitas muy fí­siles de no más de 5 cm de espesor. El conjunto presenta color gris verdoso.
- 15..... Areniscas masivas de color gris rosado en bancos de hasta 1 m de potencia que corresponden a una faja de milonitización con desarrollo de estructuras S-C (M80).
- 100..... Areniscas en bancos masivos de color pardo amarillento de hasta 1,5 m de espesor intensamente modificadas por la oxidación, disgregables, con escasos rodados principalmente de cuarcitas y en menor proporción de volcanitas de hasta 5 cm de longitud (M81).
- 70..... Areniscas de color gris oscuro intensamente modificadas por la alteración hidrotermal con rodados de cuarcitas y volcanitas de hasta 1 cm de longitud (M82).
- 50..... Areniscas masivas color pardo amarillentas, muy disgregables, intensamente modificadas por el hidrotermalismo con aislados rodados de cuarcitas y y en menor proporción de volcanitas de hasta 2 cm de longitud (M83).
- 150..... Areniscas masivas de color pardo amarillentas en bancos masivos de entre 1 y 2 m de espesor. El paquete se encuentra intruído por una apófisis granítica (Apófisis Quebrada de Volcán, apartado 5.4.1.)

40..... Areniscas finas a medianas de color negro, bien estratificadas en bancos de entre 10 y 50 cm de espesor. Presentan algunas intercalaciones de limolitas laminadas en bancos de entre 1 y 5 cm con restos de tallos flotados indeterminables. Los ensayos palinológicos muestran que son estériles.

30..... Bancos de arenitas bien estratificadas de 1 m y hacia el techo bancos de areniscas laminadas. El conjunto presenta color pardo rosado (M93).

25..... Areniscas pardo rosadas masivas con intenso diaclasamiento.

Bancos de areniscas pardo rosadas de 1 m de potencia que se intercalan con bancos de limolitas grises de hasta 3 m de potencia. Estos bancos constituyen el núcleo del anticlinal.

#### Sección Occidental (AA')

Esta sección constituye un sinclinal del cual se describe el flanco oriental en el que los bancos presentan un rumbo general N 15°E con una inclinación hacia el este de aproximadamente de 70°. En el flanco occidental, donde la secuencia se encuentra incompleta, la inclinación es de 38° al este.

Techo: Depósitos Cuaternarios, contacto por falla (?)

Espesor (m)	Litología
-------------	-----------

60.....	Bancos de arenitas de hasta 3 m de espesor que hacia el techo gradan a limolitas de color pardo amarillento. Presentan escasas venillas de cuarzo de hasta 1 cm de espesor (96)
---------	---

3.....	Limolitas negras finamente diaclasadas
--------	--

- 14..... Arenitas pardo rosadas en bancos de entre 2 y 3 m de potencia.
- 6..... Areniscas pardo rojizas con laminación paralela en láminas de entre 1 y 2 cm.
- 10..... Arenitas masivas rosadas.
- 3..... Limolitas grises granodecrecientes con estratificación cruzada de pequeña escala.
- 13..... Bancos de arenitas de entre 30 cm y 1 m de espesor de color pardo rosado.
- ..... Limolitas negras con laminación paralela.

E

O



Fotografía 2. Vista del núcleo del anticlinal en la Sección Oriental del perfil de la Qda. de Volcán.

Cenozoico: Mioceno

Formación Rodeo (Furque, 1979)

Los afloramientos terciarios se encuentran muy extendidos dentro del área en estudio, principalmente al este de la sierra de Volcán (figura 5), donde conforman una estructura plegada (sinclinal?) cuyo eje tiene una dirección aproximadamente N 10° E, concordante con la estructura regional. En el sector donde se realizó el perfil la actitud de los bancos es prácticamente subhorizontal, pero hacia la sierra toman un rumbo N 10° E y una inclinación de 60° al E.

Estos depósitos, que siempre ocupan los sectores más deprimidos del relieve, han sido atribuidos en base a sus características litológicas a la Formación Rodeo (Mioceno tardío) y más precisamente a la Segunda Sección de acuerdo a la definición de su autor (figura 7).

## Perfil Formación Rodeo

### Segunda Sección

Techo: Depósitos Cuaternarios, contacto discordante

Espesor (m)	Litología
-------------	-----------

2.....	Areniscas arcillosas castaño amarillentas con marcada estratificación paralela
--------	--

7.....	Areniscas arcillosas castaño amarillentas con estratificación paralela y en los sectores más arcillosos, con fisilidad y marcados signos de deformación plástica. Presenta intercaladas lentes de paraconglomerados que alcanzan hasta 1,5 m de potencia y donde los clastos, cuya composición es muy variada*, conforman entre el 5 y el 30 % de la roca. Las lentes se hacen más frecuentes y de menor tamaño hacia el techo y el contacto con la roca hospedante es gradual.
--------	---

.....	Areniscas arcillosas castaño amarillentas con
-------	---

estratificación paralela poco marcada. Microscópicamente se observa que se trata de tobas líticas desnaturalizadas compuesta por litoclastos de origen volcánico y cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo y en menor proporción feldespato alcalino. Presentan silicificación, argilización y limonitización (M25).

\* Predominan los clastos de sedimentitas o metasedimentitas y entre ellos principalmente los de arenitas feldespáticas de color gris verdoso. En menor proporción se encuentran clastos de areniscas finas de color negro, probablemente silíceas o con abundante matriz recristalizada. Siguen en orden de abundancia los clastos de composición granítica y tonalítica. Los graníticos son de granulometría heterogénea, con cristales alotriomorfos de cuarzo de hasta 0.5 cm, tablillas subidiomorfos de plagioclasa de color blanco de hasta 3 mm y feldespato alcalino intersticial de color blanco rosado. El máfico presente, que constituye el 10 % de estos granitos, se encuentra completamente alterado a óxidos de hierro que en algunos casos aparece con formas irregulares y en otros como pseudomorfos de cristales prismáticos de hasta 3 mm de longitud. Los clastos de composición tonalítica presentan textura granosa media hipidiomorfa a alotriomorfa. Están constituidos por tablillas de plagioclasa blanca de hasta 1 cm, cristales de cuarzo de hasta 0.5 cm, intercrecimientos feldespáticos de hasta 2 cm (en parte quizás también de cuarzo) y un máfico de color verdoso oscuro (horblenda?) que constituye el 15 % de la roca y que se encuentra alterado a tremolita de hábito fibroso y de color gris verdoso. Por último y en una proporción mucho menor se hallaron clastos de rocas porfíricas que pueden clasificarse como fenodacitas. Estas se componen de feldespato blanco, de hábito tabular y longitud de hasta 2 cm. Los cristales presentan zonación y macla de Carlsbad. La pasta, que integra el 60 % de la roca, es de color rosado violáceo y brillo mate

y en ella se destacan cristales de cuarzo de 2 mm de longitud aproximadamente de nábito bipiramidal corto y muy redondados. También hay escasas laminillas de biotita con alteración parcial a óxidos.

Cuaternario:

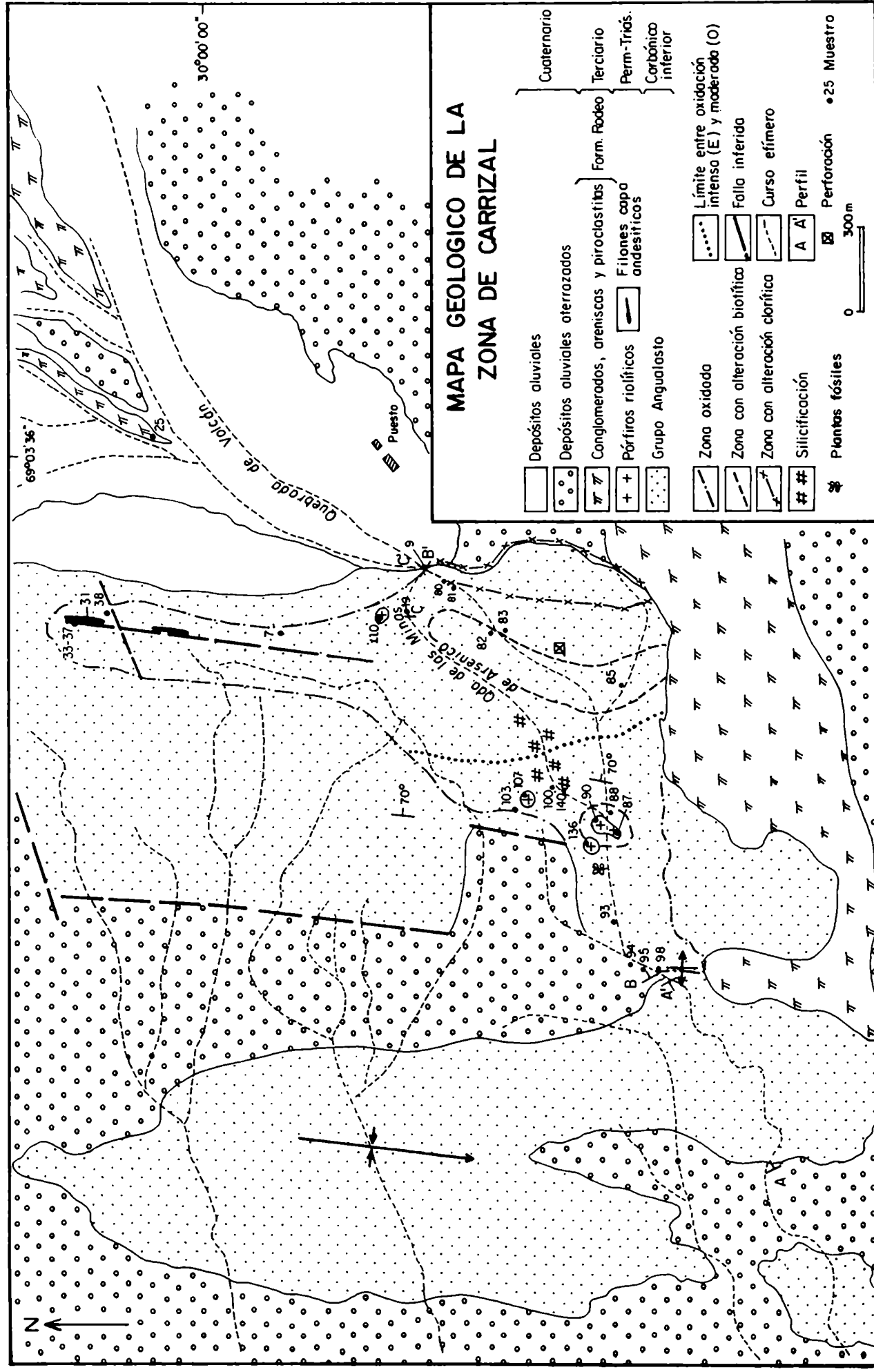
Los depósitos cuaternarios están compuestos por dos antiguos niveles de bajada disectados cuyos espesores muestran fuertes variaciones y por depósitos aluviales actuales que conforman un nivel de bajada activo. Estos afloramientos se encuentran muy extendidos al oeste de la sierra de Volcán.

Perfil Depósitos cuaternarios

Techo: Depósitos aluviales actuales, contacto discordante

Espesor (m)	Litología			
.....	2°	Nivel:	Está	constituído por paraconglomerados con muy bajo grado de consolidación conformados por abundante matriz areno-arcillosa y clastos de tamaños muy variados (a veces hasta grandes bloques) y grado de redondez variable. Los clastos corresponden a rocas plutónicas y volcánicas con composiciones desde básicas hasta ácidas como así también a sedimentitas abarcando desde conglomerados hasta lutitas.
.....	1°	Nivel:	Está	constituído por paraconglomerados poco consolidados compuestos por abundante matriz areno-arcillosa y clastos con grado de rodondez variable. Se observan lentos con mayor concentración de clastos. El tamaño de los mismos oscila entre 0.5 y 20 cm y entre ellos predominan ampliamente los de fenoandesitas de pasta rojiza.

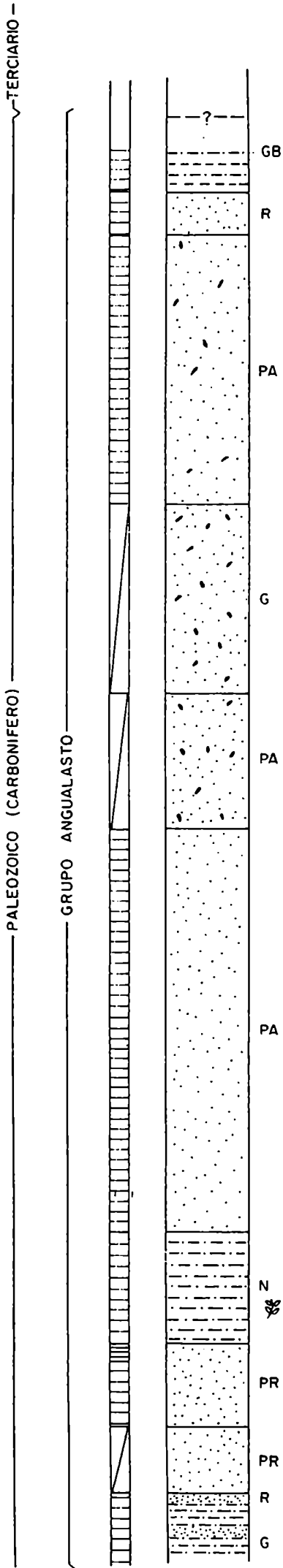




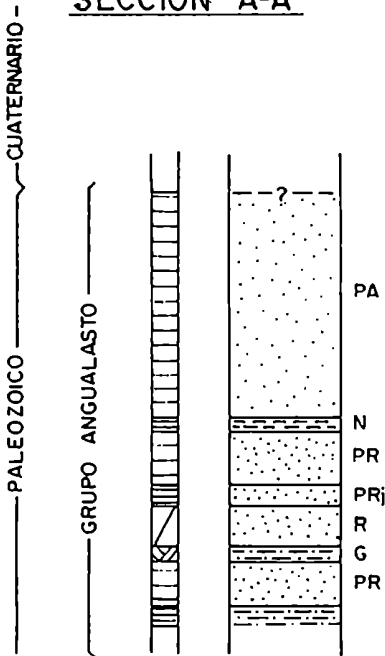
### Figura 5

PERFIL QUEBRADA DEL VOLCAN

SECCION ORIENTAL B-B'

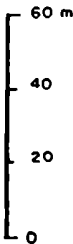


SECCION A-A'



REFERENCIAS

- Areniscos
- Areniscos con rodados
- Lutitos
- Limolitos
- R : Rosado
- N : Negro
- PR : Pardo Rosado
- PA : Pardo Amarillento
- GV : Gris Verdoso
- G : Gris
- PRj : Pardo Rojizo
- Flora
- Contacto por folio
- Estructura masiva
- Estratificacion
- Laminacion
- Estructura cruzada



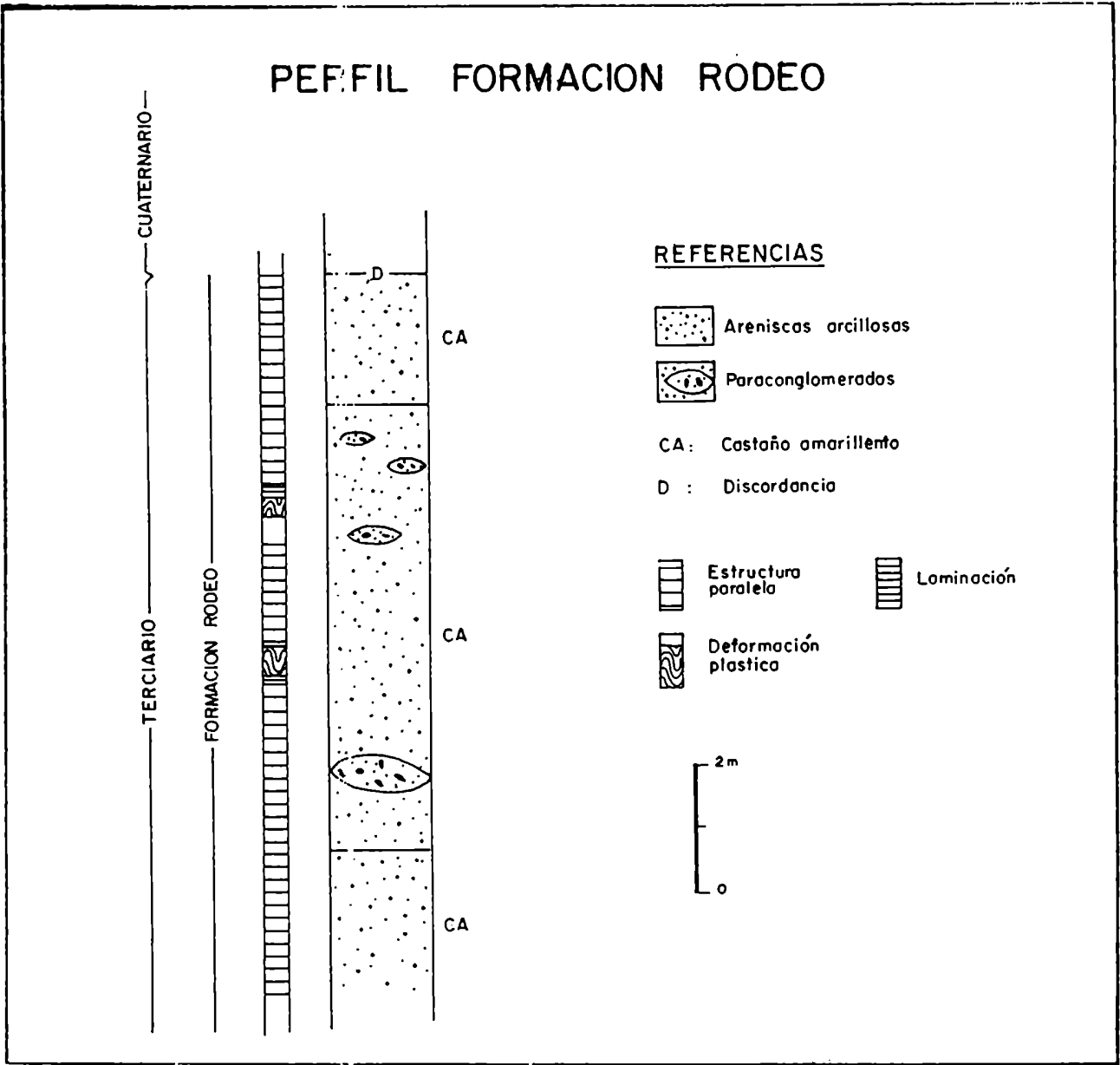


Figura 7.

#### 5.4. Rocas magmáticas permo-triásicas

El magmatismo del área de Carrizal está representado por apófisis subvolcánicas de composición riolítica a dacítica de dimensiones muy reducidas y filones capa andesíticos cuya distribución estaría controlada por la estructura mayor de la comarca, de rumbo N 10°E. Las sedimentitas del Grupo Angualasto constituyen la caja de este conjunto de rocas magmáticas intrusivas.

##### 5.4.1. Descripción de los afloramientos

###### Apófisis Quebrada de Volcán

En las márgenes de la Quebrada de Volcán afloran dos apófisis de composición riolítica (figura 5). La apófisis oriental aflora en ambas márgenes de la quebrada y presenta una sección elongada cuyo eje mayor, de rumbo N 15°E, alcanza los 20 m de longitud. El contacto con la caja sedimentaria es neto. Presenta marcado diaclasamiento en distintas direcciones, habiéndose observado dos juegos principales: uno con rumbo N 30° E, subvertical y otro de rumbo E-O y con una inclinación de 25° al S. Parte de las diaclasas se encuentran rellenas constituyendo venillas de entre 1 y 3 cm de espesor compuestas por cuarzo, limonitas y en menor proporción carbonatos de Ca.

El cuerpo es textural y composicionalmente homogéneo, y presenta color pardo rosado en fractura fresca y textura porfírica. Microscópicamente se observa que, de acuerdo a su composición modal, se trata de una roca leucoriolítica de textura porfírica a glomeroporfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa (An<sub>26</sub>-An<sub>46</sub>), cuarzo y escasa proporción de biotita. Los fenocristales se encuentran inmersos en una pasta cuarzo-feldespática de textura microgranosa fina con escasa participación de individuos de plagioclasa (M 87).

A unos 70 m del cuerpo antes descripto siguiendo hacia el oeste por la quebrada, aflora un pequeño asomo de riolita cuyos contactos con la caja se encuentran cubiertos por derrubio. Este presenta características mesoscópicas y microscópicas muy similares la apófisis descripta en el párrafo anterior (M 136).

S

N



Fotografía 3. Vista de la apófisis de la Quebrada de Voicán

#### Apófisis Septentrional

Aproximadamente 100 m al norte de las cabeceras de la Quebrada de las Minas de Arsénico se encuentra un pequeño afloramiento de 20 m de largo por 3 de ancho de un cuerpo subvolcánico cuyos contactos con la caja están completamente cubiertos por derrubio (figura 5).

Este cuerpo presenta color blanco con un leve tinte rosado y textura porfírica. Se encuentra intensamente diaclasado en distintas direcciones con un patrón muy apretado

lo que determina que sea fácilmente disgregable.

Microscópicamente se observa que, de acuerdo a su composición modal, corresponde a una leucoriotita de textura porfírica a glomeroporfírica. Está constituida por fenocristales de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa cálcica a andesina cálcica) y escasa biotita, inmersos en una pasta de textura microgranosa y composición cuarzo-feldespática con escasa participación de plagioclasa (M 110).

#### Apófisis Central

Esta apófisis ubicada aproximadamente 300 m al norte de la de la Quebrada de Volcán, constituye un pequeño cuerpo que no supera los 30 m en su longitud mayor y que presenta contacto discordante con la caja sedimentaria. Se encuentra intensamente diaclasado en distintas direcciones con un patrón similar al de las rocas a las que intruye y parte de estas diaclasas se encuentran rellenas por limonitas, constituyendo venas de hasta 20 cm de potencia.

En fractura fresca la roca presenta color pardo rosado y textura granosa alotriomorfa que hacia el contacto con la caja pasa a porfírica. Microscópicamente se observa que, de acuerdo a su composición modal, la roca es una dacita y está constituida por fenocristales de cuarzo, feldespato sericitizado y en menor proporción biotita. La pasta es de textura microgranosa y está formada por individuos de plagioclasa y cuarzo de distribución intersticial (M 107).

#### Filones capa

En el extremo norte de la zona de oxidación (figura 5) afloran dos filones capa los cuales resaltan en el relieve constituyendo crestones. Estos cuerpos se encuentran alineados según la dirección del fallamiento principal y de la estratificación (N 10°-15° E).

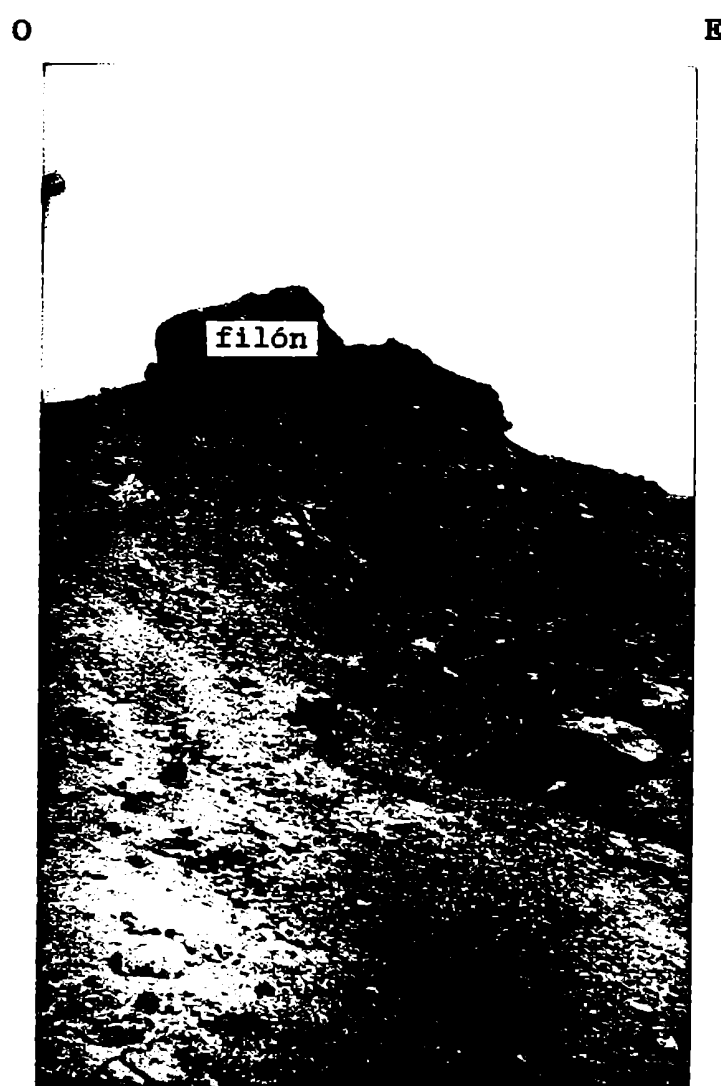
El filón septentrional tiene color pardo amarillento en fractura fresca y una potencia máxima de aproximadamente 30 m en su extremo norte la cual disminuye a 10 m en el extremo sur. Aflora a lo largo de aproximadamente 100 m con rumbo N 10°O y actitud subvertical. Se encuentra intensamente diaclasado observándose dos juegos principales, uno concordante con el borde del cuerpo y otro de rumbo N 80° E, siendo ambos juegos subverticales. Presenta silicificación en su extremo norte, la que disminuye hacia el sur. El contacto con la caja está constituido por una brecha compuesta por clastos angulosos del mismo cuerpo y de rocas sedimentarias, en una matriz arerosa. Próximo al contacto la caja presenta rumbo N 40°O e inclinación de 40° E.

Al sur del filón descripto aflora otro con aspecto similar, de rumbo N 15° O y actitud subvertical, cuyo espesor es de aproximadamente 5 m. Está intensamente diaclasado con un patrón similar al del cuerpo septentrional. Los contactos con la caja son netos y en las proximidades del cuerpo ésta mantiene un rumbo N 15° O, observándose aproximadamente a 10 m del contacto la presencia de estructuras de micropliegues que se localizan solamente en los bancos de menor granulometría y por lo tanto de menor competencia.

La observación microscópica muestra que se trata de volcanitas de composición modal andesítica. En la parte central el cuerpo está constituido por una brecha hidrotermal cementada por sílice en finos agregados la que en algunos sectores presenta mayor grado de cristalización llegando a constituir mosaicos con desarrollo de puntos triples (M31). Hacia los bordes, donde la roca conserva la textura original, se observa que la misma es granosa fina y está compuesta por tablillas de plagioclasa albitizadas y abundantes opacos diseminados, no apreciándose fenómenos de silicificación (M34 y M33).

Entre ambos cuerpos se encuentra una falla de rumbo N 80°

E, por lo tanto, tomando en cuenta las similitudes texturales y composicionales entre ambos cuerpos puede suponerse que ambos forman parte de un único filón seccionado por efecto de la tectónica.



Fotografía 4. Vista del filón andesítico septentrional.



### 5.4.2. Geoquímica

Sobre 5 muestras provenientes de los distintos cuerpos intrusivos se realizaron análisis de elementos mayoritarios utilizando técnicas analíticas cuantitativas por vía húmeda en el Laboratorio de Análisis Químicos del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Los resultados obtenidos se encuentran en la tabla que se presenta a continuación (tabla 1).

%	87 riolita	110 riolita	136 riolita	107 dacita	30' andesita
SiO <sub>2</sub>	70.44	73.10	69.11	64.26	53.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.05	16.12	15.45	16.16	11.94
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.15	0.11	0.68	1.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.13	0.14	0.30	0.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.81	1.31	1.36	4.85	4.30
FeO	0.40	0.12	1.87	0.13	1.25
Na <sub>2</sub> O	3.57	3.07	5.23	3.53	5.88
K <sub>2</sub> O	3.02	2.42	1.48	2.27	0.10
CaO	2.79	0.79	1.96	2.71	5.03
MgO	0.57	0.50	0.66	1.20	2.98
MnO	0.02	0.04	0.18	0.05	0.01
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.29	0.35	0.31	0.40	0.03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.21	2.66	2.25	3.34	3.75
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	8.50

Tabla 1. Análisis de elementos mayoritarios de las rocas magmáticas de la comarca de Carrizal.

Debido al alto contenido en CO<sub>2</sub> de la muestra 30, perteneciente al filón septentrional descrito en el apartado anterior, la misma será incluida de manera tentativa en los diagramas (restando el contenido de CO<sub>2</sub>) sin considerar variaciones metasomáticas en los contenidos de cationes (Ca, Mg y Fe, que son los que constituyen los carbonatos reconocidos en la muestra, ver sección 5.4.1.) Por lo tanto el significado de este dato sólo puede usarse de forma relativa.

En base a los datos presentados en la tabla 1 se calcularon las normas CIPW en base anhidra para las muestras consideradas como así también valores petrológicos los cuales se presentan en la tabla 2.

	87	110	136	107	30
Q	32.36	44.90	27.78	29.39	9.81
Or	18.21	14.63	8.97	13.96	0.69
Ab	30.82	26.58	45.37	31.07	57.21
An	13.10	13.18	9.07	12.03	6.95
C	1.23	7.48	2.05	3.80	0.00
En	1.45	1.27	1.69	3.11	1.33
Hy	1.45	1.27	4.21	3.11	1.33
Ru	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00
Mt	0.79	0.08	2.02	0.00	0.87
Hm	1.30	1.28	0.00	5.05	4.36
Il	0.39	0.28	0.21	0.40	2.51
Ap	0.36	0.30	0.32	0.70	0.64
Cc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MGDI	0.00	0.00	0.00	0.00	15.63
DI	0.00	0.00	0.00	0.00	15.63
An	41.84	17.84	50.29	46.30	91.01
ShPa	0.61	0.48	0.66	0.51	0.82
ShPl	1.06	1.77	1.12	1.23	0.63
R1	2655	3171	2310	2352	1426
R2	622	426	546	666	1006
ICN	4.21	3.16	6.60	8.89	9.19

Tabla 2. Normas CIPW en base anhidra y valores petrológicos de las muestras consideradas.

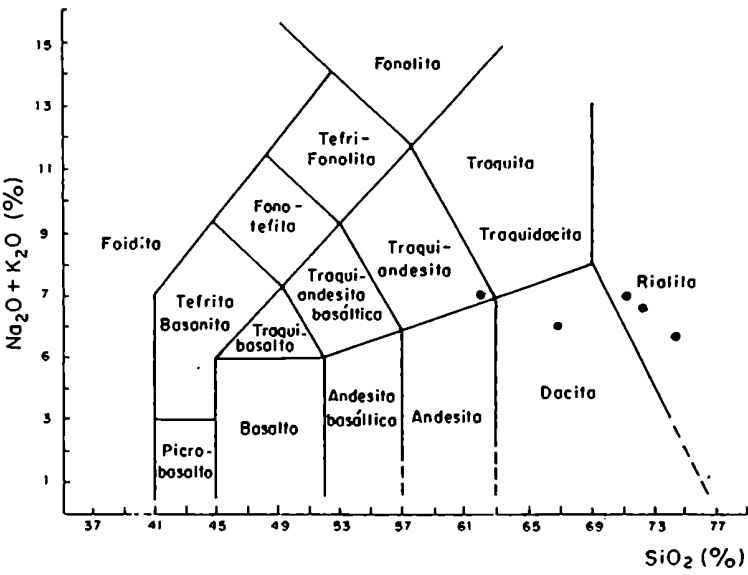
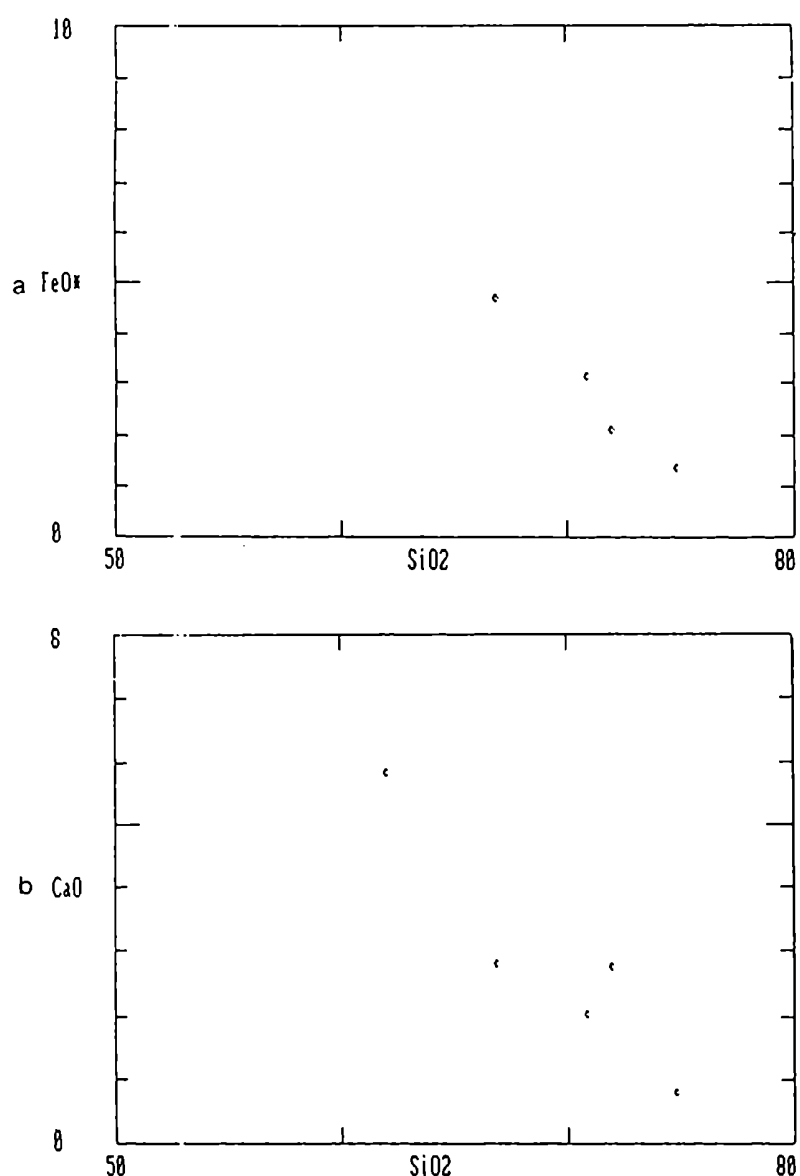


Figura 8. Diagrama TAS (Sabine, 1989) representando las rocas magmáticas de la zona de Carrizal.

Para clasificar las muestras estudiadas se utilizó la clasificación TAS (Sabine, 1989) debido a que no pueden

establecerse con exactitud las composiciones modales por tratarse de rocas con pastas microgranosas en las que no es posible realizar un conteo de puntos (figura 8). Para la utilización del diagrama se recalculó el valor de los óxidos a 100% extrayendo el agua y el  $\text{CO}_2$ . De acuerdo a esta clasificación las muestras 87, 110 y 136 se encuentran en el campo de las riolitas (estas rocas son modalmente muy semejantes entre sí) en tanto que la 107 se encuentra en el campo de las dacitas, debido a su menor contenido de sílice (su composición modal es sustancialmente diferente a la de las tres muestras anteriores) y la muestra 30 en el de las traquiandesitas.



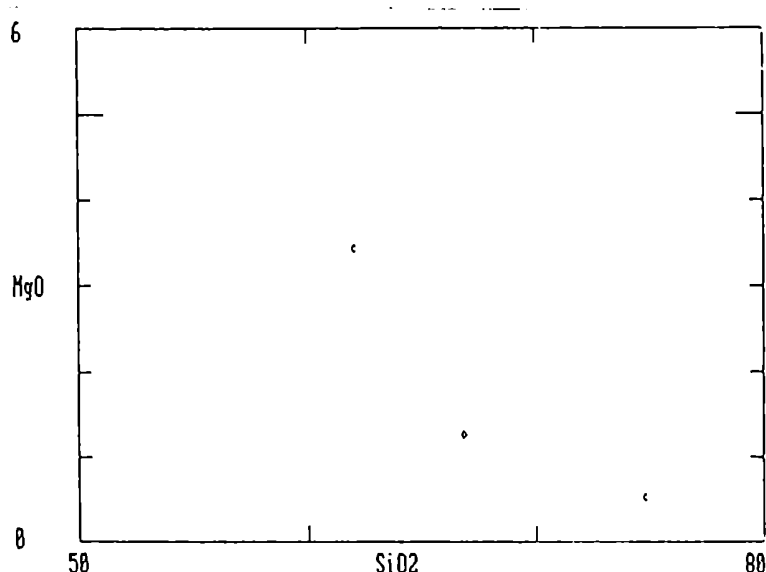


Figura 9. Diagramas binarios: a. FeO\* (óxido de Fe total expresado como óxido ferroso) vs. SiO<sub>2</sub>; b. CaO vs. SiO<sub>2</sub>; c. MgO vs. SiO<sub>2</sub>. Valores llevados al 100% en base anhidra.

Para la construcción de diagramas binarios utilizando SiO<sub>2</sub> como discriminantes se consideraron óxidos de Mg, Ca y Fe obteniéndose correlaciones que permiten establecer en primera instancia que se trataría de rocas cogenéticas producto de la cristalización fraccionada, considerando en todos los casos los valores de los óxidos en base anhidra. En los diagramas de la figura 9 se observan distribuciones prácticamente lineales de tipo descendente, lo cual es producto de la cristalización fraccionada en los trenes de diferenciación calcoalcalina. En los diagramas b y c se observa que la muestra 30 se aparta por exceso del comportamiento del conjunto. Esto puede explicarse por la alteración sericítica que afecta a las muestras 87, 107, 110 y 136 la cual produce la lixiviación parcial del Mg, Ca y Na deprimiendo por lo tanto los valores de los mismos (el K puede permanecer constante o incrementarse por aporte de las soluciones mineralizantes) (Beane y Titley, 1980). Debido a que el grado de alteración sericítica es semejante (lo que se pone de manifiesto por los similares contenidos de H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>) se mantiene la distribución lineal.

Mediante la utilización del programa IGPET se plotearon los datos en el diagrama de álcalis vs. SiO<sub>2</sub> (Irvine y Baragar,

1971) y en el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). En el primer diagrama (figura 10) las muestras entran en el campo de las rocas subalcalinas en tanto que en el segundo (figura 11) se encuentran en el campo correspondiente a las rocas de la serie calcoalcalina. La distribución de los datos en el diagrama AFM sigue de manera aproximada (ya que se observa cierto grado de dispersión de los valores respecto del tren teórico) el tren de diferenciación calcoalcalino.

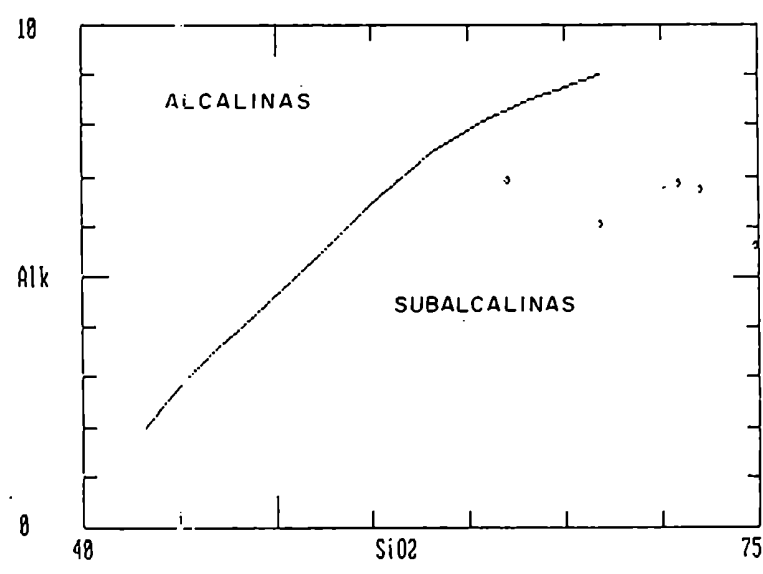


Figura 10. Diagrama álcalis vs. SiO<sub>2</sub> (Irvine y Baragar, 1971) para discriminar entre rocas alcalinas y subalcalinas.

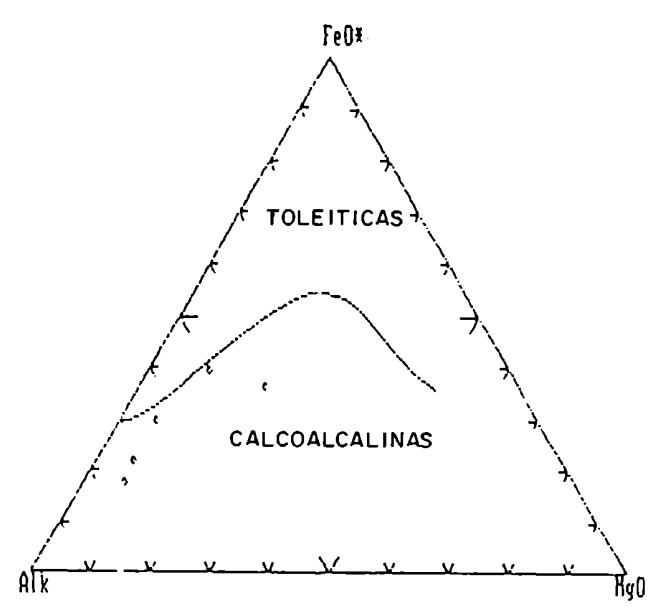


Figura 11. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) para discriminar entre rocas de la serie calcoalcalina y toleíticas.

de la serie toleítica.

En el diagrama % K<sub>2</sub>O versus % SiO<sub>2</sub> que incluye las subdivisiones entre las series de bajo, medio y alto K (Peccerillo y Taylor 1976, en Wilson, 1989) el conjunto analizado presenta un comportamiento errático aunque evidenciando una tendencia positiva. Las muestras se distribuyen dentro del campo de medio K a excepción de la 30, que entra en el campo de bajo K (figura 12). Hay que tener en cuenta que los procesos de alteración sericitica pueden involucrar introducción de K al sistema por lo tanto las muestras 136, 110, 107 y 87 pueden tener incrementados los contenidos de K como resultado de la alteración a pesar de lo cual en ningún caso corresponden a la serie de alto K. El contenido de K de la muestra 30 está por debajo del normal para rocas calcoalcalinas con ese porcentaje de sílice lo cual puede ser resultado de una alta actividad de CO<sub>2</sub> que favorece la precipitación del carbonato (M30 presenta alteración carbonática intensa) e inhibe (parcialmente) la formación de sericita produciendo la lixiviación del K, según la reacción  $2Ca^{2+} + 2HCO_3^- + KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 4H_2O \rightarrow 4H^+ + K^+ + 3Al(OH)_4^- + 2CO_3Ca + 3SiO_2$  (Meyer y Hemley, 1969)

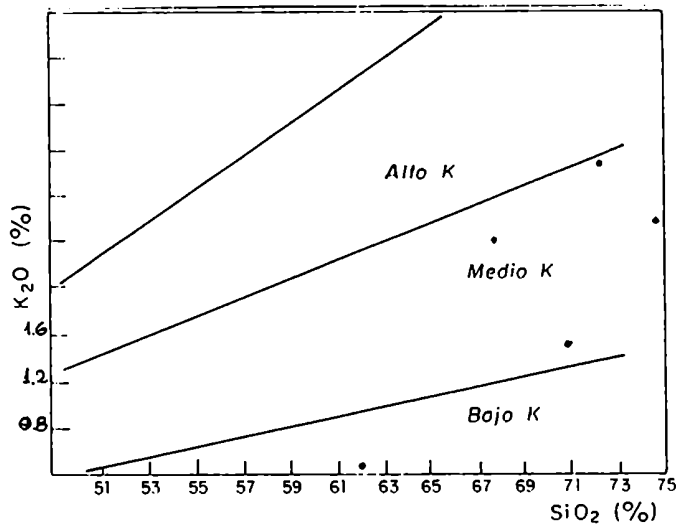


Figura 12. Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O (Los límites de los campos según Peccerillo y Taylor, 1976, en Wilson, 1989).

Los índices de Shand calculados para el conjunto de rocas anaizado indican que se trata de rocas metaluminosas a

peraluminosas (ver tabla 2 y figura 13), sin embargo el carácter peraluminoso es secundario ya que está dado por la presencia de muscovita hidrotermal (no se han observado fases mineralógicas primarias características de las rocas peraluminosas) la cual es generada por el proceso de sericitización que produce la lixiviación parcial del Na, Ca y Mg y en consecuencia probablemente el aumento relativo del contenido de alúmina. En el diagrama A/CNK versus SiO<sub>2</sub> (figura 13) se observa una tendencia positiva que indicaría un aumento del exceso de alúmina con la diferenciación.

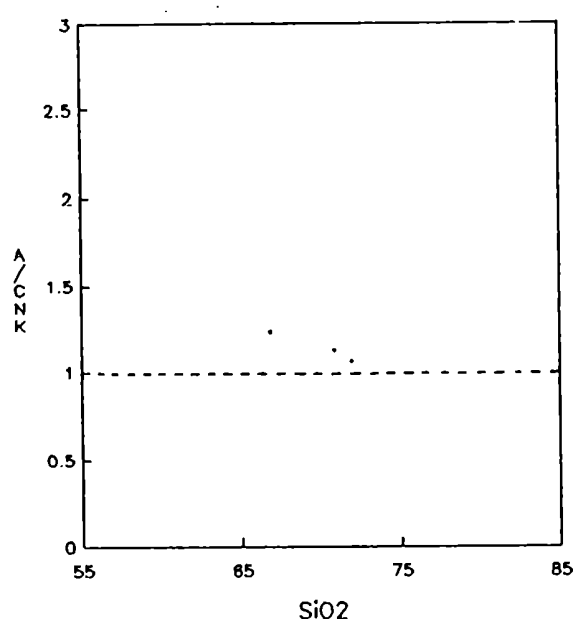


Figura 13. Diagrama A/CNK versus SiO<sub>2</sub> marcando el límite entre las rocas peraluminosas (A/CNK > 1) y metaluminosas (A/CNK < 1).

Las mediciones realizadas con platina universal de 4 ejes muestra que los fenocristales de plagioclasa (M87 y M136) poseen en sus núcleos una composición de hasta An 45 en tanto que en sus bordes es de An 24-28, por lo que se puede pensar que la cristalización de la plagioclasa se llevó a cabo en un sistema en no-equilibrio quedando aislado un núcleo más básico.

Por tratarse de una riolita que probablemente constituye el borde de un intrusivo mayor, sus contenidos de elementos

traza (tabla 3) fueron normalizados utilizando los factores ORG (Ocean Ridge Granites) (Pearce et al., 1984) y comparados con algunos ejemplos que presentan los mencionados autores (figura 11).

ppm	87	ORG	NORM
K2O	3.02	0.4	7.55
Ba	430	50	8.6
Be	<0.01		
Sr	380		
V	49		
Ce	53	35	1.51
Eu	1		
La	29		
Lu	0.2		
Nd	20		
Sc	3.2		
Sm	3.6	9	0.4
Tb	<1		
Th	12	0.8	15
U	6		
Y	13	70	0.19
Yb	0.1	80	0.001

Tabla 3. Contenidos de elementos traza obtenidos por ICP (inductividad de plasma por espectrometría de masas).

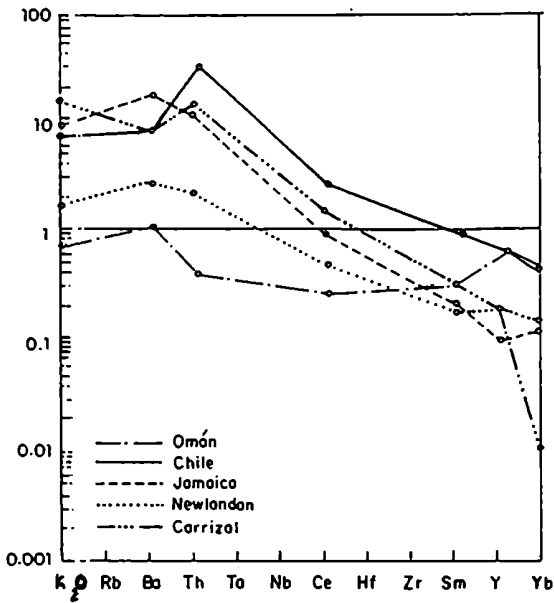


Figura 14. Diagrama semilogarítmico normalizado a ORG de los valores dados en la tabla 3 y de otros granitos de ambiente de arco volcánico tomados de Pearce et al., 1984.



Como puede observarse en la figura 14 la distribución obtenida es similar a la de los granitos de arco volcánico tomados como ejemplo por Pearce et al. 1984 quienes utilizan solamente los elementos de comportamiento incompatible durante el fraccionamiento, excluyendo por lo tanto Ti, P, Eu y Sr). Los granitos de arco (al igual que los basaltos) están caracterizados por el enriquecimiento en K, Rb, Ba y Th y (en rocas de la serie calcoalcalina y shoshonítica) el del Ce y Sm en relación con el Ta, Nb, Hf, Zr, Y e Yb (Pearce, op.cit.). La coherencia de la distribución obtenida estaría indicando que la alteración hidrotermal que afecta a la apófisis de la Quebrada de Volcán no produjo variaciones significativas en el contenido de los elementos traza por lo cual los valores obtenidos pueden considerarse representativos.

Los valores de U y Th se encuentran dentro de los rangos esperables para rocas de la serie calcoalcalina de similar composición (ver apartado 5.6.3). El contenido de Ce < 75 ppm se corresponde con el de los granitoides de ambiente orogénico (Mpodozis y Kay, 1992). El diseño de la curva (figura 14) muestra un enriquecimiento en elementos incompatibles (típico de la serie calcoalcalina) y un empobrecimiento en los compatibles, que podría estar indicando la persistencia de granate en la fuente, o sea condiciones de alta presión.

#### 5.4.3. Edad

En base a las relaciones estratigráficas de los cuerpos intrusivos de Carrizal puede decirse que éstos son seguramente postcarbónicos inferiores ya que intruyen a las sedimentitas del grupo Angualasto.

La datación de la muestra 87 por el método de K/Ar sobre roca total arrojó los resultados que se reproducen en la tabla 4. De acuerdo a éstos, la edad de la riolita estaría entre el Pérmico inferior y el límite entre el Triásico inferior y medio (Rubinstein y Koukharsky, en prensa). Cabe aclarar que

la alteración es tardío-magmática a hidrotermal temprana (ver apartado 5.4.4.) por lo tanto la edad obtenida corresponde al evento mineralizante el que por su génesis puede considerarse contemporáneo o inmediatamente posterior al enfriamiento del cuerpo.

Contenido de K: 2,78%
Concentración K-40: $8,298 \times 10^{-8}$ mol/g
Concentración Ar-40 Rad. : $13,516 \times 10^{-10}$ mol/g
Ar-40 atmosférico: 5,2 %
Error porcentual de la edad: 8,40%
Edad: $261 \pm 22,0$ Ma.

Tabla 4 . Datos analíticos de la datación radiométrica por el método de K/Ar para la riolita de la Quebrada de Volcán.

La edad obtenida permite asignar estos afloramientos al magmatismo Gondwanico y con mayor precisión al ciclo Pérmico-Triásico inferior o Ciclo Choiyoi el cual está representado por una asociación plutónico-volcánica cuyos afloramientos, con edades comprendidas entre los 280 Ma y 240 Ma, se distribuyen tanto en Cordillera Frontal como en Precordillera (LLambías et al., 1993).

#### 5.4.4. Consideraciones

El análisis de los datos geoquímicos de los cuerpos magmáticos aflorantes en el sector de Carrizal permite concluir que la distribución prácticamente lineal que se obtiene en los diagramas binarios para las apófisis ácidas indicaría que se trata de rocas cogenéticas. Debido a que el grado y tipo de alteración de las mismas es similar dicha distribución no ha sido distorsionada. La muestra perteneciente al filón capa (M30) se aparta del conjunto por exceso de Ca y Mg lo cual puede ser un rasgo secundario ya que ésta, a diferencia de las otras, no posee alteración sericitica que produce la lixiviación de dichos elementos.

La distribución en el diagrama AFM del conjunto analizado

acuerdo a Peccerillo y Taylor, 1976 (en Wilson, 1989), correspondería a la serie de medio K. El bajo contenido de K de la muestra 30 podría ser consecuencia de la alta actividad de CO<sub>2</sub> que promueve la generación de carbonato y sílice inhibiendo la formación de muscovita y produciendo por lo tanto la lixiviación del K. La composición mineralógica de las muestras indica que se trata de rocas metaluminosas en las que el exceso de alúmina sería el resultado de la alteración sericitica que promueve como ya se dijo la lixiviación del Na, Ca y Mg y en consecuencia el aumento de las proporciones relativas de sílice y alúmina.

Respecto de las trazas puede decirse que los valores de las mismas no han sufrido variaciones significativas por efecto de la alteración hidrotermal. Estas producen un diseño típico de riolitoides de arco volcánico el que a su vez indica el probable fraccionamiento de granate en la fuente y por lo tanto condiciones de alta presión. El contenido de Ce se corresponde con el de los granitoides de ambiente orogénico.

La edad establecida para los cuerpos subvolcánicos del área de Carrizal permite atribuirlos al Ciclo Choiyoi, en tanto que las características geoquímicas que presentan los hace comparables con la Granodiorita las Piedritas que representa las unidades más antiguas que componen el Batolito de Colanguil (LLambías y Sato, 1990) cuya composición es propia de los arcos magmáticos.

## 5.5. Alteración

Dentro del área estudiada se encuentra una zona de alteración que tiene la forma de una banda elongada en sentido N-S con un marcado ensanchamiento hacia el oeste (y en grado mucho menor hacia el este) en su mitad austral (figura 5). La misma afecta al Grupo Angualasto y su distribución está controlada por los dos lineamientos estructurales mayores de la región (N 10°E y N 75°E).

La alteración observada en el área es el resultado de la superposición de dos procesos, que son : 1) Etapa hipogénica: comprende la deposición de la mineralización diseminada y en venas, concomitantemente con la alteración de las cajas; 2) Etapa supergénica: comprende la oxidación de los sulfuros por acción de las aguas meteóricas consecuencia de lo cual se genera una zona oxidada, fácilmente detectable en el campo por su coloración característica en la gama de los ocres.

### 5.5.1. Alteración hipogénica

Esta alteración, que es concomitante con el evento mineralizante, presenta un patrón de distribución aproximadamente concéntrico y sus características se encuentran parcialmente obliteradas como consecuencia de los procesos de alteración supergénica.

#### Alteración biotítica

Los núcleos de alteración biotítica se encuentran en la parte central del área oxidada; éstos han sido escasamente afectados por los procesos secundarios probablemente debido al bajo contenido en sulfuros (principalmente pirita). Constituyen asomos de rocas muy coherentes de color negro dentro de la zona oxidada conformando un afloramiento elongado según la dirección norte-sur, siguiendo la estructura mayor de la zona (figura 5). Como resultado de la erosión, adquieren

una morfología en bochones (fotografía 5).



Fotografía 5. Vista de los afloramientos de rocas con alteración biotítica. Véase como el fracturamiento y la erosión producen una característica morfología en bochones.

En el contacto entre la apófisis riolítica de la Quebrada de Volcán y la caja sedimentaria se ha desarrollado una aureola de alteración biotítica de distribución irregular y con escasos metros de desarrollo (figura 5).

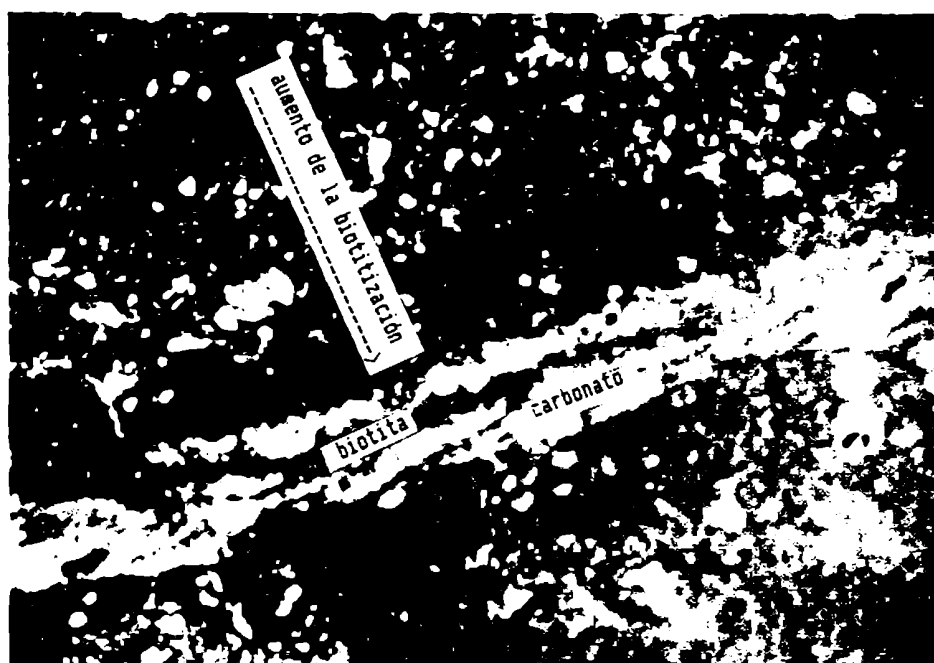
Los afloramientos septentrionales (a la altura de la Qda. de las Minas de Arsénico) están constituidos por una roca de color negro, coherente y con moderada fracturación en distintas direcciones. Presenta cristaloclastos redondeados de cuarzo de hasta 2 cm de longitud en una matriz clástica y escasa mineralización diseminada de sulfuros. La biotita es muy abundante y conforma láminas de hasta 3 mm. Las venas de cuarzo son escasas y raramente alcanzan 1 cm de espesor en tanto que las de carbonato son aún más escasas y su potencia es de pocos mm.

Los afloramientos más australes se encuentran al sur de

la Quebrada de Volcán. Allí las rocas conservan características similares a las ya descritas pero los cristaloclastos de cuarzo presentan menor desarrollo (hasta 1 cm de longitud) y son más escasos. En esta sector son más abundantes las venas de cuarzo, las que alcanzan hasta 1 cm de espesor como así también las de carbonato cuya potencia es de pocos mm.

El estudio petrográfico de dos muestras tomadas de los afloramientos que se encuentran al sur de la Qda. de Volcán muestra que la roca presenta textura clástica (M85 y M82). Los cristaloclastos dominan sobre los líticos siendo muy abundantes los de cuarzo, escasos los de plagioclasa (oligoclasa-andesina) los que presentan una sericitización leve y muy raros los de feldespato alcalino que presentan sericitización moderada a intensa. Los fragmentos líticos más abundantes son los de volcanitas mesosilícicas a los que siguen los de rocas sedimentarias y por último los de metamorfitas que son muy escasos. La matriz está compuesta principalmente por laminillas de biotita color castaño claro, a la que acompañan pequeñas cantidades de cuarzo, feldespato alcalino y escaso circón. Las laminillas de biotita son muy pequeñas y sólo excepcionalmente alcanzan una longitud de 0.05 mm, encontrándose distribuidas en la pasta raramente conformando delgadas venillas. Los individuos mayores desarrollan hábito subhedral y suelen aparecer agrupados formando cúmulos en los que en algunos casos presentan disposición radial- y con incipiente zonalidad. La biotitización también afecta a los líticos principalmente a los de volcanitas. Se observan además venillas de limonitas. La silicificación es moderada y la misma se da a través de venas en las que los individuos desarrollan contactos poligonales. Las venas de carbonato atraviesan a las anteriores y a en algunos casos se encuentran bordeadas por cristalitos de cuarzo. También se encuentran finos agregados de jarosita asociados con limonitas.

La aureola que rodea a las apófisis aflorante en la quebrada de Volcán presenta textura masiva. Microscópicamente (M88) la roca presenta características primarias similares a las que exhiben las muestras provenientes de los afloramientos orientales aunque su tamaño de grano es más fino y no posee fragmentos líticos ni cristaloclastos de plagioclasa. La muestra estudiada representa el contacto entre la zona de alteración sericítica y biotítica y, de acuerdo a las relaciones existentes entre ambas, puede decirse que la sericitización ha sido posterior a la biotitización.



Fotografía 6. Microfotografía con luz polarizada (M10/86) mostrando el reemplazo penetrativo de la matriz por la biotita hidrotermal (véase como el reemplazo es más importante en las proximidades de los límites de la vena dentro de la cual también hay biotita) (16 aumentos) .

El estudio petrográfico de una muestra (M10/86) proveniente de la perforación B VIII realizada por la Comisión Nacional de Energía Atómica (figura 5) muestra que se trata de una wacke con textura flotante compuesta por cristaloclastos de cuarzo y escasos feldespatos con sericitización moderada. Los fragmentos líticos son abundantes y están constituidos principalmente por volcanitas mesosilíceas de dos tipos

diferentes. También se observan fragmentos de wackes cuarzosos con matriz micácea y cuarzo policristalino tipo pavimento. El material ligante se compone de cuarzo y mica (biotita secundaria) acompañados de carbonatos. Los opacos aparecen diseminados o agrupados conformando "racimos". La muestra se encuentra atravesada por una vena de 0.5 mm compuesta principalmente por carbonato de hábito fibroso, escasa participación de finos agregados de sílice, opacos y biotita en su parte central. La carbonatización es posterior a la biotitización ya que sella las venas impidiendo la difusión química y por lo tanto la biotitización de la matriz (fotografía 6). La biotitización es muy profusa tanto en los líticos como en la matriz, observándose que esta es más intensa en las proximidades de los opacos.

En resumen puede decirse que de acuerdo a las observaciones realizadas en estos afloramientos los mismos tienen como alteración principal la biotitización, la que es muy profusa y de distribución regular en toda su extensión. La misma se ha dado tanto de forma pervasiva como en venillas por lo que puede suponerse que habría sido anterior a la carbonatización -y probablemente también a la silicificación- ya que la precipitación temprana<sup>de</sup> estas últimas sella las venas impidiendo la difusión química (Cathles, 1991). Las relaciones espaciales existentes entre la sericitización y la biotitización indican que esta última habría sido anterior.

#### *Estudios Mineralógicos*

Análisis de difracción de Rayos X (DRX 16) realizados sobre roca total (M82) indican que la mica corresponde a la serie biotita-flogopita, lo que se corresponde con las características ópticas que presenta (carácter uniáxico, extinción incompleta característica, pleocroísmo en la gama del castaño). Los análisis llevados a cabo con Microsonda Electrónica (EDAX) arrojaron para esta mica la composición química (semicuantitativa) que se presenta en la tabla 5 (el



equipo utilizado no detecta oxígeno).

La relación Mg/Fe: 1 (en número de átomos) confirman que el mineral es biotita (Mg/Fe <2 corresponde a biotita y >2 a flogopita, de acuerdo a Palache et al. 1957). El Ca aparece en reemplazo del K y el Ti del Mg y Fe (Palache et al. op.cit.).

	%P
Mg	6.47
Al	17.54
Si	51.40
K	6.90
Ca	2.37
Ti	1.36
Fe	14.10
	-----
	100.06
KV: 25    TILT: 0    TKOFF: 25	

Tabla 5. Composición química semicuantitativa de la biotita secundaria (M82) obtenida con microsonda electrónica EDAX.

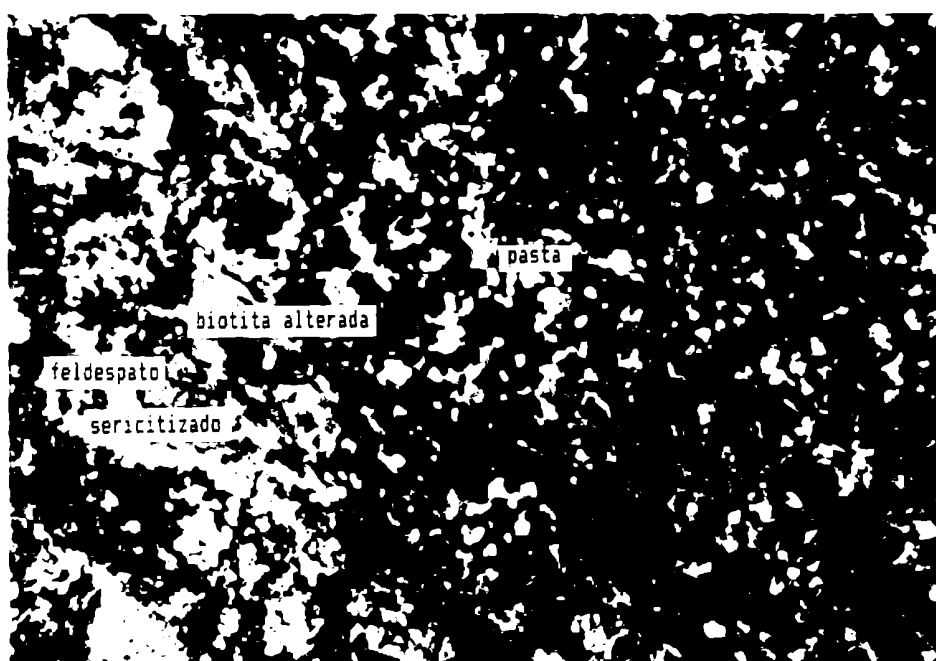
### Alteración sericítica

La alteración sericítica presenta una distribución irregular y localizada observándose claramente en las apófisis riolíticas, los filones andesíticos y en las proximidades de las zonas de alteración biotítica.

Los filones andesíticos descritos en el apartado 5.4.1. (M31, M32 y M34) poseen una sericitización leve a moderada de sus feldespatos, controlada en parte por sus clivajes. La misma muestra un incremento desde el centro de los cuerpos hacia sus bordes. Esta aparece acompañada de profusa carbonatización que se da a través de numerosas venillas y origina motas.

El cuerpo denominado Apófisis Septentrional (M110) presenta una profusa sericitización. La sericita reemplaza completamente a los fenocristales de feldespato, de los que sólo se perciben sus contornos y de forma parcial a total a

los feldespatos de la pasta. También la biotita (tanto en fenocristales como en pasta) se encuentra casi completamente reemplazada por mica blanca y leucoxeno. La pasta presenta abundantes laminillas de mica blanca. Son escasas las venas de feldespato alcalino las que alcanzan pocos milímetros de espesor.



Fotografía 6. Microfotografía con luz polarizada (M110) mostrando la intensa sericitización de los feldespatos y la presencia de abundante mica blanca en la pasta (la sericita presenta color de birrefringencia amarillo). Véase la biotita completamente reemplazada por muscovita y opacos (40 aumentos).

La Apófisis Central (107) presenta una profusa sericitización de sus fenocristales de feldespato en tanto que los feldespatos de la pasta están parcialmente sericitizados. En ambos casos la sericita se encuentra acompañada por arcillas, las que son más abundantes en los cristales de la pasta. Los fenocristales de biotita están casi completamente reemplazados por clorita acompañada por mica blanca, leucoxeno y escaso cuarzo. La biotita de la pasta está completamente reemplazada por mica blanca y clorita. Se observan además numerosas laminillas de mica blanca en la pasta. Son muy comunes las venas de limonitas que en el afloramiento alcanzan

los 20 cm de potencia.

Las apófisis de la Qda de Volcán (M87 occidental y M136 oriental) poseen una sericitización moderada que no afecta su textura original. Los fenocristales de feldespato presentan una moderada sericitización en tanto que en los de la pasta la alteración es leve a moderada. La biotita se encuentra parcial a totalmente reemplazada por mica blanca y opacos acompañados de clorita y sílice. Se observan además numerosas laminillas de mica blanca en la pasta. Hay presentes delgadas venas de cuarzo las que en el afloramiento alcanzan los 3 cm de espesor y en las que suelen participar limonitas y escaso cobre color.

En la caja próxima al contacto con la apófisis oriental de la Qda de Volcán, donde se ha desarrollado la alteración biotítica (M88), se encuentran venas de sericita de hasta 1 cm de espesor. Esta se encuentra acompañada por opacos (que conforman cúmulos) y en algunos casos también por cuarzo. Se observa además que la sericita reemplaza a la biotita hidrotermal, principalmente en los bordes de las venas.

Se realizó un perfil transversal a la zona de oxidación con dirección aproximadamente este-oeste siguiendo las nacientes de la Qda. de las Minas de Arsénico (perfil C-C' figura 5), con el fin de establecer la distribución de la sericitización y alteraciones acompañantes en las cajas con impregnación limonítica (fotografía 7).

Techo: areniscas y limolitas con alteración clorítica

Base: areniscas con alteración biotítica.

Espesor (m)	Litología y alteración
-------------	------------------------

3.....	Brecha de falla con intensa impregnación limonítica.
--------	--

13.....	Roca milonítica (M11) de protolito sedimentario con importante recristalización de la mica de la matriz. Se encuentra intensamente diaclasada
---------	---

y presenta venas de cuarzo de hasta 1 cm de espesor.

10..... Arenisca de color gris verdosa (M12) compuesta por una alternancia de bancos de lutitas de hasta 10 cm de potencia que alternan con bancos de areniscas de hasta 5 cm que conforman una estructura de budinage incipiente. Se encuentra atravesado por numerosas venillas de cuarzo de hasta 1 cm (más numerosas en el techo que en la base) y también nódulos. Presenta venas de limonitas de hasta 10 cm de potencia y venillas de hasta 0.5 cm de opacos (principalmente limonitas), cuarzo y carbonatos. Los feldespatos presentan sericitización leve e incipiente corrosión la que también afecta a los demás componentes; la matriz posee abundante sericita en pequeñas laminillas.

8..... Arenisca guijarrosa (M13) con rodados de cuarzo lechoso de hasta 15 cm de color ocre. Se encuentra intensamente diaclasado en distintas direcciones. Presenta enjambres de delgadas venillas de carbonatos, opacos, opacos asociados a carbonatos y de cuarzo con escasos opacos, siendo estas últimas más frecuentes en el techo que en la base (M14). La sericitización de los feldespatos es incipiente y también la corrosión de los componentes clásticos. La matriz posee escasa mica blanca en pequeñas laminillas y caolinita.

3..... Brecha de falla de color amarillo grisáceo.

8..... Alternancia de areniscas finas (M15) y lutitas físis en bancos de hasta 5 cm de espesor de

color pardo amarillento intensamente diaclasada en distintas direcciones. Presenta un enjambre de venillas de hasta 1 mm de espesor de carbonato, de cuarzo con escaso feldespato alcalino y opacos y de limonitas y micas con escaso cuarzo. La sericitización de los feldespatos es leve y la corrosión de los componentes clásticos incipiente. Posee escasa mica en la matriz la cual conforma laminillas de hasta 0.05 mm, muchas veces con distribución radial.

- ?..... Arenisca guijarrosa (M16) de color rojo amarillento con intenso diaclasamiento en distintas direcciones que se encuentra parcialmente cubierta por derrubio. Posee abundantes venillas de cuarzo, de opacos y de opacos y carbonatos que no superan el mm de espesor. La matriz posee escasa sericita siendo incipiente la corrosión de los componentes clásticos. Los feldespatos presentan moderada sericitización.
- 3..... Arenisca guijarrosa de color gris mediano con diaclasamiento paralelo a la estratificación y clastos de hasta 0,5 cm. Presenta moderada corrosión de sus componentes e incipiente sericitización de los feldespatos. Las micas de la matriz no son abundantes y alcanzan 0.05 mm de longitud presentando además orientaciones preferenciales. Presenta venillas de limonitas en algunos casos acompañadas de carbonatos.
- 30..... Arenisca guijarrosa rojo amarillenta (M19) con rodados de hasta 20 cm de longitud mayormente de arenitas y en menor proporción de cuarzo

hidrotermal. Los feldespatos presentan sericitización incipiente. La participación de sericita en la matriz es moderada, observándose una leve corrosión de los componentes clásticos. Hacia la base del paquete se encuentran escasas venillas de cuarzo, carbonato y cobre color. Ascendiendo en la secuencia aparecen venillas de yeso fibroso cuya frecuencia y potencia aumenta hacia el techo del banco alcanzando los 20 cm de espesor. Hacia el techo también comienzan a aparecer venillas de cuarzo, carbonato y feldespato alcalino. En algunos sectores la densidad de las venas le da a la roca un aspecto brechoso. Dentro de este paquete se encuentran sectores donde los procesos de carbonatización han sido muy intensos (M7).

De la descripción anterior surge que la alteración sericitica ha sido muy leve en las cajas de este sector, como lo evidencian la escasa sericitización de los feldespatos y la pobre participación de la mica en las venas. También es escasa a moderada la participación de la mica en la matriz, parte de la cual se considera de origen sedimentario. La presencia en muchos bancos de láminas del tamaño de limo grueso, las que en algunos casos presentan disposición radial, sugieren un origen hidrotermal. La sericitización habría sido de tipo pervasivo y de distribución irregular, ya que no se observa una variación lineal de la intensidad de esta alteración en la dirección de la zona con biotitización, sin embargo se aprecia una tendencia general al incremento del tamaño de los individuos de mica en dicha dirección (hay que tener en cuenta que las características de la alteración hidrotermal están fuertemente controladas por la litología primaria involucrada en el proceso y que en este caso considerado está involucrada una caja cuya composición no es homogénea). Las láminas de muscovita bien desarrolladas que aparecen como constituyentes



Fotografía 7. Vista panorámica de las nacientes de la Quebrada de las Minas de Arsénico mostrando el aspecto general de los afloramientos (perfil CC').

de la matriz de M11 son el resultado de la recristalización por efecto del metamorfismo dinámico.

El perfil realizado en la Qda. de Volcán (sección 5.3.) muestra que al oeste de la faja milonítica aparecen bancos de areniscas masivas de color pardo-amarillento (M81), muy disgregables y las que se encuentran parcialmente cubiertas por el derrubio. Sus feldespatos presentan sericitización leve a moderada, observándose en algunos individuos albitización. En la matriz se encuentra abundante arcilla (sus características ópticas indican que probablemente se trate de caolinita). Presenta abundantes venillas de opacos en algunas de las cuales hay participación de arcillas y de forma muy localizada de mica blanca. Hacia el oeste, próximo a la zona con alteración biotítica, se observa un incremento en el grado de sericitización de los feldespatos (M83). La matriz presenta láminas de sericita de hasta 0.05 mm (esta parece ser más abundante en las proximidades de las venas polimineraleas) y silicificación en algunos sectores. Se encuentra brechada por venas de limonitas y de limonitas, carbonatos, cuarzo y feldespato alcalino.

El estudio petrográfico de muestras provenientes de la perforación B VIII (cota: 1952 m; i: 50°E; Prof: 178 m; NF: 1895 m) ubicada en el mapa geológico (figura 5) permite reconocer que se trata de wackes con variables proporciones de fragmentos líticos. Sus feldespatos presentan moderada sericitización. Presentan numerosas venas de carbonato, el cual suele aparecer con hábito fibroso (calcita ?) y acompañado de opacos. También se encuentran escasas venas de cuarzo acompañado por feldespato y escasa mica blanca, con carbonato fibroso y clorita probablemente posteriores. En las proximidades de estas venas se observa mayor concentración de mica blanca en la matriz. Son escasas las venillas de cuarzo y mica blanca.

Siguiendo el perfil por el río hacia el oeste se



encuentra la zona con alteración biotítica al oeste de la cual aparecen areniscas (M140) con intensa silicificación en venas en las que hay escasa participación de micas. Se observan venillas compuestas por limonitas, arcillas (?) y sericita. La matriz posee abundante mica en laminillas de hasta 0.1 mm las cuales a veces presentan disposiciones radiales observándose que son más abundantes en los sectores próximos a las venas de sílice. Los feldespatos de esta roca presenta moderada sericitización.

Hacia el oeste, en las proximidades de la apófisis riolítica, comienza a aparecer biotita hidrotermal reemplazada por mica blanca (M88). Siguiendo aguas abajo se observa que en los paquetes de areniscas (M93) los feldespatos presentan sericitización leve y su escasa matriz es esencialmente micácea. Presenta venillas de opacos e impregnaciones limoníticas. En los bancos de areniscas (M94-M96) que se encuentran más al oeste y que integran el flanco occidental del anticlinal, se observa que la matriz posee importante participación de micas y éstas alcanzan longitudes de 0.1 mm. Los feldespatos que las conforman muestran una sericitización leve. Presenta venillas de opacos frecuentemente asociados a sulfatos (jarosita).

En el borde de la zona de oxidación las areniscas (M98) muestran escasa sericitización de los feldespatos. Su matriz está compuesta principalmente por sericita en laminillas de hasta 0,1 mm las cuales se disponen con orientaciones preferenciales observándose también muy escasa clorita. Los opacos (en parte limonitas) son frecuentes y se presentan diseminados o conformando cúmulos o delgadas lentes a las cuales raramente se asocian sulfatos. También se observan parches de carbonato.

#### Alteración clorítica

En el borde oriental de la faja de alteración y al

oeste de la faja milonítica se encuentra un paquete de areniscas verde grisáceas (M9) fuertemente diaclasadas zurcadas en distintas direcciones por venas de cuarzo y/o de carbonato las que alcanzan 5 cm de potencia. Microscópicamente se observa que las plagioclasas poseen una cloritización incipiente en tanto que los feldespatos alcalinos se encuentran profusamente argilizados. La matriz está compuesta por clorita de color verde pálido y hábito fibroso la cual aparece en laminillas que alcanzan los 0.2 mm de longitud y escasa sericita.

En el borde occidental de la zona oxidada y como ya se describió en el apartado anterior, comienza a encontrarse clorita -en cantidades subordinadas respecto de la sericita- en la matriz de las areniscas a expensas de la cual parece haberse desarrollado la sericita (M103). Hacia el norte, en la caja sedimentaria próxima a la apófisis central y en el borde de la zona de oxidación, se observa la presencia de pequeñas laminillas de clorita en la matriz. Esta se encuentra en laminillas de hasta 0.1 mm de longitud y está cuantitativamente subordinada respecto de la mica blanca que también compone la matriz.

Como ya se dijo en el principio de este apartado, la clorita se encuentra como reemplazo de la biotita acompañando a la mica blanca en la Apófisis Central y en las de la Quebrada de Volcán. La clorita no está presente en el cuerpo septentrional, en el cual la sericitización ha sido más intensa.

#### Silicificación

La silicificación está muy difundida en toda la zona de alteración y es por lo general moderada aunque localmente llega a ser intensa. Esta se ha dado principalmente a través de venas de variado espesor el que llega a alcanzar los 30 cm y en las cuales generalmente se encuentran acompañando a los

los sus oxidados. En general aparece como cristales desarrollados y raramente como finos agregados de cristales. También aparece en venas con carbonatos los que probablemente la habrían remplazado de acuerdo a las relaciones espaciales observadas (MC-M82-M14/86).

Las observaciones de campo muestran que en la zona con alteración biotítica la silicificación es leve a moderada, incrementándose hacia el sur al igual que la mineralización. En la zona con alteración sericitica la silicificación aumenta pero no de manera uniforme sino que se encuentra concentrada en determinados sectores -llegando a constituir un stockwork (figura 5)- los cuales por dicha razón no habrían sido tan intensamente afectados por la oxidación produciendo asomos de rocas más duras dentro de la zona de oxidación intensa, cubierta por abundante derrubio (fotografía 7). En la zona con alteración clorítica la silicificación ha sido moderada a intensa.



Fotografía 7. Zona de oxidación intensa, de relieve suave en las que se observan asomos de rocas duras que se preservan por efecto de la silicificación (Cda. de las Minas de Arsenico).

Si bien las venillas de cuarzo zurcan toda la secuencia sedimentaria en distintas direcciones, se observa que las venas mayores presentan dos rumbos dominantes que son N 10° E y N 75° E, coincidentes con los lineamientos estructurales mayores del área.

#### Alteración carbonática

Esta es la alteración más difundida dentro de la zona de alteración. La misma se da através de venas e impregnaciones y está íntimamente relacionada a la mineralización (las motas suelen tener como constituyentes minerales semitransparentes rojos (limonitas?). Comunmente aparece como finos agregados incoloros o castaños (en muchos casos con zonabilidad) y sólo llega a constituir cristales bien desarrollados (hasta 0.5 mm) ocasionalmente en las venas de mayor espesor. Las muestras provenientes de la perforación B VIII (M9/86-M10/86-M13/86-M14/86) presentan el carbonato de las venas en cristales equidimensionales y/o de hábito fibroso.

Se observa además que las venas de carbonato cruzan a las de cuarzo, y en algunos casos que el carbonato reemplaza al cuarzo de vena (M7-M14/86, de lo que surge que este habría sido posterior.

En la zona con alteración biotítica la carbonatización no ha sido importante. Hacia la zona con alteración sericitica (perfil C-C' pag. 59 a 62) la carbonatización se incrementa aunque no de manera regular, lo que podría evidenciar un control producido por la litología original de las cajas (presencia de cemento carbonático) hecho que es reforzado por el hallazgo de niveles de calcarenitas en el borde occidental de la zona de alteración (M109). Los carbonatos se presentan en venas o como impregnaciones íntimamente relacionados a las limonitas.

Para el reconocimiento de los carbonatos se realizó un

ensayo microquímico consistente en ataque con ácido clorhídrico. En frío el este ácido ataca a la calcita en tanto que en caliente ataca a la dolomita. El ensayo realizado sobre las venas muestra que están constituidas por dolomita y calcita, siendo el primero el más abundante. Para el reconocimiento de la dolomita se atacó con K(OH) y magnesón obteniéndose por efecto de la reacción el color azul muy oscuro característico que permite su identificación.

### *Estudios mineralógicos*

Análisis realizados con microsonda electrónica EDAX sobre los carbonatos de la muestra 10/86 (tabla 6) muestran que existe un reemplazo de Mg por Fe en la dolomita hasta alcanzar una relación de aproximadamente 1:2.5 (en números de átomos). Por lo tanto los carbonatos presentes forman parte de la serie  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  -  $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ . El carbonato con una relación  $\text{Mg:Fe} < 4:1$  se denomina ankerita (Palache et al. 1957).

	%P(1)	%P(2)
Mg	20.91	25.20
Ca	54.42	53.45
Fe	24.68	21.35
	-----	-----
	100.01	100.00
KV: 25    TILT: 0    TKOFF: 25		

Tabla 6. Composición química semicuantitativa del carbonato de vena (M10/86) obtenida con microsonda electrónica EDAX (el equipo no detecta O ni C).

### Feldespatización

Este es el proceso de alteración más infrecuente en la zona de alteración. Los feldespatos secundarios aparecen ocasionalmente en venillas acompañando al cuarzo y a los opacos, siempre en cantidades muy reducidas. Las venas con feldespato parecen concentrarse en las zonas próximas a la faja de alteración biotítica, donde el brechamiento

hidrotermal es más intenso. Las venas donde aparece el feldespato parecen ser siempre las más antiguas de acuerdo a las relaciones espaciales con las restantes venillas.

Dentro de estos feldespatos secundarios formados por procesos de precipitación se han reconocido cristales con macla polisintética que sin duda corresponden a plagioclasa sódica (albita) y otros individuos sin maclar cuya composición no se pudo precisar. En algunos sectores se ha observado que los feldespatos de las venas presentan una sericitización incipiente por lo que puede suponerse que la feldespatización ha sido anterior a la alteración sericítica.

#### Argilización

En general las arcillas no son abundantes en la zona de alteración pero aparecen con cierta frecuencia acompañando a illita o muscovita en proporciones considerables (ver apartado 5.4.3.) en rocas con alteración sericítica. Los análisis por difracción de rayos X muestran que se trata de caolinita la cual, cuando es distinguible ópticamente (M14) presenta un característico hábito vermiforme. La turbidez observada en los feldespatos de muchas muestras puede ser debida a la presencia de pequeñas proporciones de arcillas coloreadas del grupo de las smectitas (montmorillonita). En el sector occidental de la banda de alteración se observa que la proporción de caolinita aumenta hacia la zona con alteración clorítica (perfil C-C' pag. 59 a 62) lo que hace suponer un origen esencialmente hipogénico para los procesos de argilización.

#### **5.5.2. Alteración Supergénica**

##### Limonitas

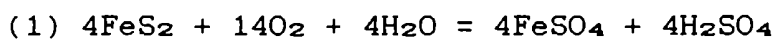
Los procesos de oxidación generan principalmente limonitas que producen la coloración ocre que pone en evidencia la existencia de una zona de alteración. La

distribución de la faja oxidada responde claramente a la estructura de la zona ya que está controlada por los lineamientos mayores del área (figura 5). Dentro de la zona oxidada pueden distinguirse dos sectores con grados de alteración diferentes. En el sector con oxidación intensa (que comprende el sector oriental de la zona alterada) las rocas aparecen intensamente teñidas por limonitas ocre y rojizas. Este sector está caracterizado por un relieve suave dentro del cual se encuentran asomos de rocas más duras. Este sector constituye un sombrero de hierro (gossan). En el área con oxidación moderada (correspondiente al sector occidental de la zona de alteración) la oxidación está restringida a las venas con participación de limonitas. La densidad de las venas aumenta hacia la zona con oxidación intensa y disminuye hacia las rocas que no han sufrido oxidación. De manera general puede decirse que el límite entre ambos sectores es aproximadamente norte-sur teniendo en cuenta que el mismo es poco definido.

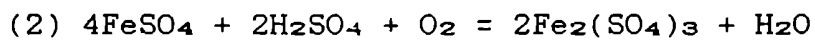
La zona de oxidación intensa probablemente corresponda al halo de pirita hipogénico en donde el contenido de pirita puede alcanzar el 10% (Lowell y Gilbert, 1970) y cuya oxidación habría producido el sombrero de hierro y en consecuencia la obliteración parcial a total de las texturas originales de las rocas sedimentarias que contienen la mineralización.

La oxidación de los sulfuros es producida por soluciones de ácido sulfúrico o sulfato férrico, ambos derivados principalmente de los mismos minerales de mena. De acuerdo al contenido en S= de los sulfuros ellos pueden o no crear ácido sulfúrico para su completa disolución o requerir de una fuente externa. Pirita (principalmente), pirrotina, arsenopirita y calcopirita son los únicos que contienen sulfuro en exceso para promover la oxidación de los restantes sulfuros de acuerdo a las ecuaciones que se presentan a continuación (Blanchard, 1968).

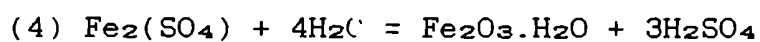
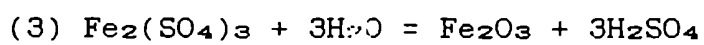
Como se explicará en apartados subsiguientes el mineral dominante de la asociación es pirita seguido en mucha menor proporción por calcopirita y arsenopirita y por último escasa pirrotina. La oxidación de la pirita suele expresarse por la ecuación 1.



Parte del sulfato ferroso producido se oxida de acuerdo a la ecuación 2.



En este caso el Fe podrá ser transportado pero como sulfato férrico. Uno de los principales factores que promueve esta reacción es la presencia de sulfato cúprico en la solución. En la naturaleza las soluciones comprenden una mezcla en proporciones variables de  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Fe}^{+++}$ ,  $\text{SO}_4^{--}$  y  $\text{SO}_4^{--}$ , predominando el ion  $\text{Fe}^{+++}$  en la zona de aereación y en gangas reactivas. En soluciones muy diluidas el sulfato férrico se hidroliza para formar hematita o goethita según las ecuaciones 3 y 4 respectivamente.



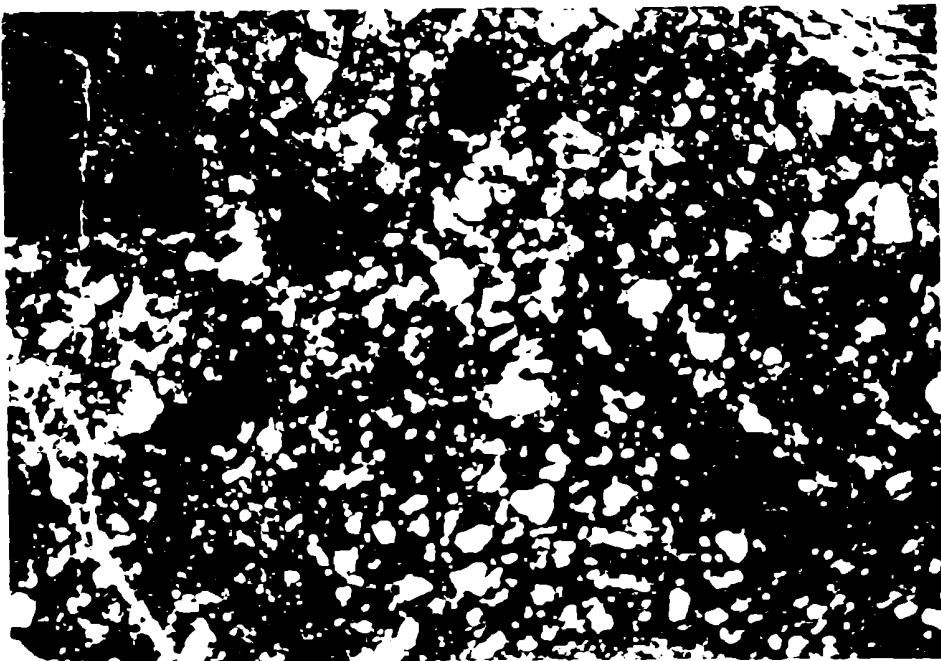
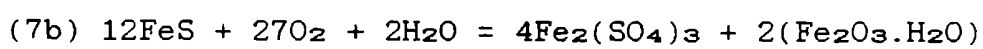
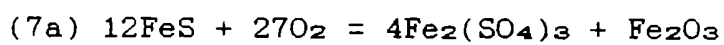
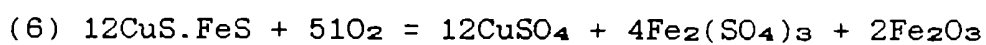
Sin embargo no sólo la hidrólisis produce la precipitación del Fe y la formación de limonitas. Cualquier sustancia que neutralice el exceso de ácido sulfúrico producirá el mismo resultado. En el caso de Carrizal la presencia de abundante carbonato (dolomita-ankerita y en menor proporción calcita) como impregnaciones o constituyendo venas ha actuado como gangas de fuerte poder neutralizador produciendo la reacción 5.





La velocidad de reacción está íntimamente vinculada con las características físicas de la limonita que se genera. En este caso la precipitación rápida genera limonitas pulverulentas ("fluffy") -las cuales están restringidas a este tipo de gangas- en reemplazo de los productos en costra, aterronados o granulares compactos típicos de procesos de generación de velocidad más lenta (Blanchard, 1968). La generación de limonitas pulverulentas requiere de una alta porosidad durante la oxidación que permita la impregnación de los productos de oxidación.

La oxidación de la calcopirita y de la pirrotina también dan origen a limonitas según se expresa en las reacciones 6 y 7 a y b.



Fotografía 8: Microfotografía con luz polarizada mostrando el aspecto de las rocas dentro de la zona de oxidación máxima (M16). Nótese la profusa impregnación limonítica de color castaño claro que oblitara en

parte la textura original de la roca (16 aumentos).

### Sulfatos y carbonatos

El yeso aparece como constituyente de venas ya sea sólo o acompañado por otros minerales de origen supergénico y siempre conformando agregados fibrosos. Como ya se dijo en apartados anteriores las venas de yeso incrementan su potencia y frecuencia en las zonas de máxima tinción limonítica (zona de oxidación intensa). El yeso se reproduce debido a la neutralización del sulfato férrico por acción del carbonato (reacción 5, pag. 73).

El alto contenido de carbonato en las cajas también permitió la formación de carbonatos de Cu, los cuales han sido observados en venas dentro de la zona de oxidación. Esto ocurre debido a que el carbonato neutraliza al sulfato férrico (reacción 5, pag. 73) en cuya presencia los carbonatos de Cu son solubles.

La presencia ocasional de (escasa) jarosita en algunas venas junto con otros productos de oxidación (principalmente limonitas), sugiere disponibilidad de  $K_2O$  que posibilita su formación, favorecida por una ganga de fuerte poder neutralizador (Blanchard, 1968). Esta suele aparecer intercrecida o mezclada con limonitas las que podrían ser producto de la desnaturalización del sulfato.

### Arseniatos

Dentro de la zona de oxidación máxima (y en proporción considerablemente menor en la zona de oxidación moderada) afloran una serie de guías que alcanzan un espesor máximo de 30 cm. La mayor de estas guías tiene un rumbo S  $10^{\circ}$  O (existen otras guías menores de similar composición y menor potencia con una actitud similar y una inclinación de  $30^{\circ}$  al O y otras de rumbo general N  $80^{\circ}$  O y  $40^{\circ}$  de inclinación hacia el S).

Las guías mayores han sido expuestas por destapes realizados en la Quebrada de las Minas de Arsénico. Estos socavones (que actualmente se encuentran semicubiertos por derrubio) fueron realizados para la extracción del mineral de arsénico que luego se trataba en hornos de calcinación instalados en la Quebrada de Volcán. Las labores, llevadas a cabo hacia la mitad del presente siglo, fueron abandonadas por la baja rentabilidad de la explotación (com. verb. Sr. Espejo, propietario del yacimiento).

Rubinstein (1994) quien estudió en detalle las venas con mineralización de arsénico, menciona que presentan un bandeamiento grosero y están constituidas principalmente por escorodita conformando agregados de brillo céreo y color verde claro y limonitas en venillas y motas, con fragmentos de cuarzo, escasos carbonatos de Cu y ocasionalmente agregados de yeso fibroso constituyendo los bordes o en finas venillas. El estudio petrográfico de una muestra de vena indica que está constituida por fragmentos de cuarzo cementados por agregados de yeso que encierran escasísima natrojarosita y por último por abundante escorodita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{As}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) y limonitas (M100).

En muestra de mano la escorodita pura se presenta como un fino agregado de color verde a amarillo-verdoso y brillo céreo. En corte delgado ésta constituye un agregado fino de color castaño claro observándose la presencia de "motas" de limonitas, siendo esta textura característica de la degradación del mineral a limonitas en una etapa inicial (Blanchard, 1968). De acuerdo a diversos autores (Blanchard, op.cit. y Palache et al., 1957 entre otros) la escorodita es un derivado de origen supergénico pseudomorfo de la arsenopirita o de otros minerales de arsénico.

#### *Estudios mineralógicos*

El reconocimiento de la escorodita (Rubinstein, op.cit.)

fue realizado por medio de análisis de difracción de rayos X utilizando método de polvo con cámara de Debye-Scherrer (114,6 mm, ánodo de Cu, filtro de Ni). Los resultados han sido comparados con los de la escorodita de ficha 37-468 (1987) del Joint Comitee on Powder Difrraction Standards (tabla 8).

	d A Carrizal de Arriba	d A JCPDS
80	5.574	5.609
30	4.983	5.018
100	4.45	4.472
40	4.058	4.089
40	3.77	3.800
10	3.33	3.339
90	3.164	3.178
60	3.05	3.060
50	2.98	2.999
35	2.667	2.682
60	2.574	2.596 - 2.582
40	2.495	2.510 - 2.501
15	2.31	2.318
15	2.176	2.186
10	2.040	2.054 - 2.044
20	2.002	2.0047
10	1.828	1.8441 - 1.8316

Tabla 8. Espaciados interplanares de la escorodita de Carrizal de Arriba y de la escorodita ficha 37-468 (1987) del Joint Comitee on Powder Difrraction Standards (JCPDS).

Análisis por fluorescencia de rayos X (FRX) de la muestra revelan además cantidades apreciables de Cu, escaso Au y probablemente también la presencia de U y Zr y permitieron cuantificar Bi (550 ppm) y Sb (150-160 ppm).

Análisis realizado con microsonda electrónica EDAX (Rubinstein, op.cit.) arrojan para la escorodita la composición química semicuantitativa que se presenta en la tabla 9 y permitieron la identificación de pequeñísimos cristales de bismuto nativo.

El Fe<sup>+++</sup> se sustituye mutuamente con el Al<sup>+++</sup> dando como resultado una serie completa entre la escorodita (Fe>Al) y la mansfieldita (Al>Fe) (Palace et al., 1957), de la cual forma parte el mineral analizado. El azufre presente probablemente corresponda a un relicto de arsenopirita, la que

sintomáticamente aparece asociada a la escorodita (Betejtin, 1977), siendo también frecuente la presencia iumpurezas de Si en la composición química de la escorodita (Palade et al.,op. cit).

Elemento	%
As	70,17
Al	6,24
Si	1,35
S	0,87
Fe	21,37
-----	
	100,00
KV: 18	TILT: 0 TKOFF: 25

semicuantitativa  
Tabla 9. Composición química de la escorodita de vena (M100) obtenida con Microsonda electrónica EDAX.



Fotografía 9. Microfotografía con luz polarizada de la guía mayor en su sector central. Nótese el aspecto característico de la escorodita, el principal constituyente (40 aumentos).

5.5.3. Análisis mineralógicos por el método de Difracción de Rayos X

Para la realización de análisis por difracción de rayos X

se molió el material a malla 200 con molino mecánico. Una porción del material obtenido se separó para realizar un barrido mineralógico total. Otra porción se colocó en agua destilada durante 24 hs transcurridas las cuales se extrajo con pipeta la fracción fina en suspensión. Dicha suspensión se colocó en un portaobjeto que se dejó expuesto al aire para su secado, obteniéndose así muestras orientadas para determinar la mineralogía de las arcillas.

Los porcentajes usados en la mineralogía de arcillas son relativos a los minerales de arcilla entre sí y no al volumen por ciento de minerales de arcilla en la muestra. El término "feldespato" se refiere a feldespatos no diferenciados. El término "mica" alude al grupo de micas de 10 A, no pudiendo decirse por el tipo de trabajo a que mineralogía específica corresponden. La cantidad estimada de minerales presentes en la muestra se expresa por los siguientes términos en orden creciente:

Vestigios, Muy Escaso, Escaso, Regular, Presencia, Abundante, Muy Abundante.

Muestra N°2 (DRX1):

Sin arcillas

Muestra N°9 (DRX2):

Presencia de feldespato y cuarzo.

Clinocloro (posiblemente clinocloro férrico tipo IIb, dificultada su identificación por baja cristalinidad).

Muestra N°11 (DRX3):

Abundante cuarzo.

Presencia de feldespato.

Presencia de mica de 10 A (posiblemente muscovita).

Vestigios de clorita y yeso.

Muestra N°12 (DRX4):

Presencia de cuarzo y feldespato.

Escasa cantidad de minerales de arcilla.

Mineralogía de arcillas: Illita.....70%

Caolinita.....30%

Muestra N°14 (DRX5):

Abundante cuarzo y feldespato.  
Presencia de dolomita.  
Vestigios de illita y caolinita.

Muestra N°15 (DRX6):

Abundante feldespato.  
Presencia de cuarzo.  
Regular cantidad de dolomita.  
Vestigios de arcillas.

Muestra N°16 (DRX7):

Abundante cuarzo.  
Presencia de dolomita.  
Regular cantidad de feldespato.  
Regular cantidad de minerales de arcilla.  
Mineralogía de arcillas: Illita-Mica...100%

Muestra N°19 (DRX8):

Abundante cuarzo.  
Presencia de dolomita.  
Escaso feldespato.  
Vestigios de clorita.  
Escasa cantidad de minerales de arcilla.  
Mineralogía de arcillas: Illita.....100%

Muestra N°37 (DRX9):

Abundante cuarzo  
Regular cantidad de feldespato  
Regular cantidad arcilla  
Mineralogía de arcillas: Illita.....80%  
Montmorillonita..20%

Muestra N°96 (DRX10):

Sólo se analizó la fracción arcilla  
Mineralogía de arcillas: Illita.....100%

Muestra N°106 (DRX11):

Abundante cuarzo y feldespato.  
Abundante mica (muscovita).  
Presencia de caolinita.  
Mineralogía de arcillas: Mica-illita....66%  
Caolinita.....34%

Muestra N°108 (DRX12):

Abundante cuarzo.  
Presencia de feldespato.  
Presencia de mica y clorita.

Mineralogía de arcillas: Mica.....70%  
Clorita.....30%

Muestra N°110 (DRX13):

Abundante cuarzo.  
Presencia de feldespatos.  
Escaso yeso.  
Vestigios de minerales de arcilla  
Mineralogía de arcillas: Mica-illita...100%

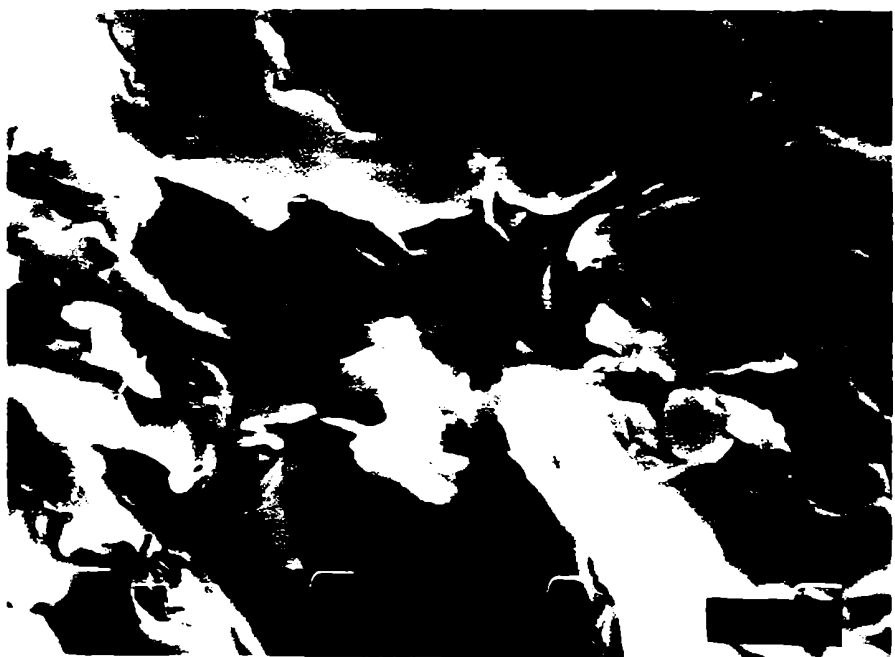
Muestra N°136 (DRX14):

Abundante feldespato y cuarzo.  
Presencia de dolomita.  
Escasos minerales de arcillas.  
Mineralogía de arcillas: Illita-mica....65%  
Caolinita.....35%

Muestra N°139 (DRX15):

Abundante cuarzo.  
Presencia de feldespato.  
Escaso yeso.  
Vestigios de minerales de arcillas  
Mineralogía de arcillas: Illita.....100%

Tabla 10. Análisis por Difracción de Rayos X (los difractogramas se encuentran en el Apéndice)



Fotografía 10. Cristales de caolinita (M12) en imagen de Scanner





Fotografía 11. Cristales de epidota (M12) en imagen de Scanner (x3500).

#### 5.5.4. Consideraciones

Los datos obtenidos a partir del estudio detallado de las alteraciones hidrotermales hipogénicas y supergénicas permiten hacer algunas consideraciones sobre las características fisico-químicas de las soluciones mineralizantes, la influencia de la litología de la roca de caja y su significado genético.

La alteración biotítica, ubicada aproximadamente en la zona central del área alterada, ha sido principalmente de tipo pervasiva en superficie. Esta puede encuadrarse dentro de una alteración potásica, caracterizada por el metasomatismo de K y lixiviación en grado variable de Ca, Mg y Na. En este caso la asociación estable está constituida por biotita-cuarzo-(sericita), pudiendo explicarse la persistencia de la plagioclasa (que no fue reemplazada por ortosa) por las altas temperaturas de los fluidos (dentro del rango de las

temperaturas de estabilidad de la plagioclasa). La sericitización moderada a intensa de los feldespatos alcalinos y leve a moderada de las plagioclasas podría ser un efecto tardío producido por la disminución de la temperatura desplazando los fluidos del campo de estabilidad del feldespato potásico al de la muscovita (AB, figura 15).

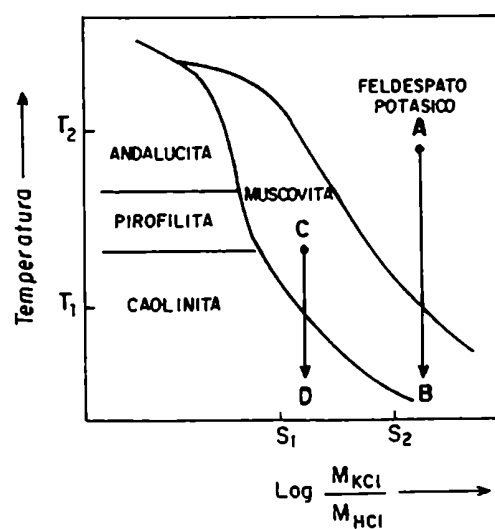
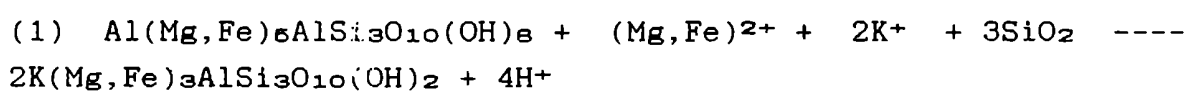


Figura 15. Diagrama de estabilidad para minerales en el sistema  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-H^+$  con saturación en cuarzo (Beane y Titley, 1980). Las flechas muestran la evolución de las soluciones.

La biotita se habría generado a partir de un mineral máfico, que en este caso es probable que haya sido clorita que formaba parte de la matriz sedimentaria. La clorita fue reemplazada por biotita por efecto del metasomatismo potásico según la reacción 1 (Meyer y Hemley, 1969).



Este tipo de alteración implica soluciones con valores relativamente altos de  $a(K^+)/a(H^+)$  (Beane y Titley, 1980). Al disminuir la actividad de K, a temperaturas moderadas a bajas la biotita comienza a ser inestable y es substituida por clorita (AB, figura 16). En el caso de Carrizal se observa en los bordes occidental y oriental de la zona alterada (M103 y

M9), la presencia de clorita (probablemente de existencia previa pero en láminas bien desarrolladas lo que indica un proceso metamórfico), la cual es estable en dichas condiciones, es decir que los efectos metasomáticos no han sido importantes en ese sector.

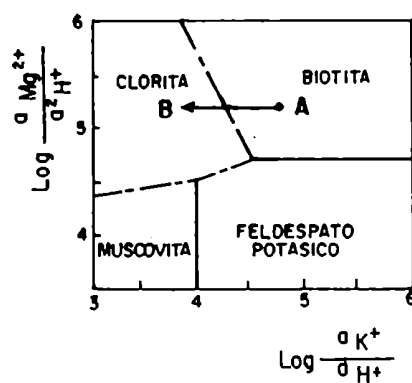


Figura 16. Diagramas de actividad vs. actividad calculados en base a datos termodinámicos de Helgeson et al (1978) en Beane y Titley (1980) mostrando la estabilidad de los silicatos a 350°C y 500 bars. La flecha muestra la evolución de las soluciones.

La alteración sericitica ha sido posterior a la biotitización. Esta ha sido selectiva, afectando de manera diferencial a los cuerpos intrusivo, en donde es intensa, y a las cajas en las que la alteración ha sido leve a moderada. La persistencia de la plagioclasa de las cajas probablemente sea el resultado de una alta  $a(\text{Ca}^{2+})$  (próxima al límite de estabilidad plagioclasa-muscovita, figura 17) cuyo origen estaría en la puesta en solución de carbonatos diagenéticos (se han observado niveles de calcarenitas dentro de la secuencia fuera de los límites de la zona alterada) por acción de las aguas calientes circulantes.

Según Hemley y McNabb (1978) la pluma magmática de vapor de baja densidad asciende a través del intrusivo condensando en un líquido de alta densidad en la porción apical del mismo. A lo largo de las márgenes de la pluma los componentes magmáticos entran en el sistema de aguas subterráneas

circulantes pero la diferencia de densidad impiden una mezcla significativa. Esta mezcla parcial de los fluidos de distinto origen explicaría los distintos grados de sericitización en las cajas sedimentarias respecto de las apófisis que las intruyen.

La ocasional presencia de albita en venas (accesorio típico de la alteración potásica, Beane y Titley, 1980) en la zona de alteración sericitica, próxima al límite con la zona con biotitización probablemente correspondan a la alteración potásica preexistente en el sector sobre la cual se imprimió la sericitización.

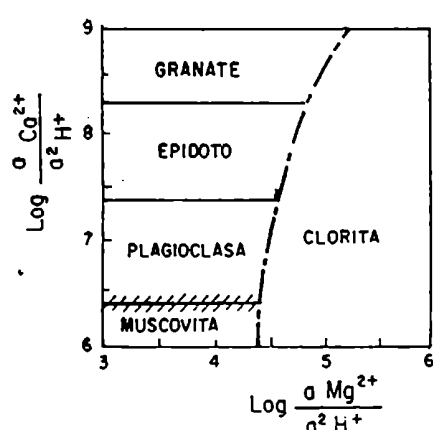
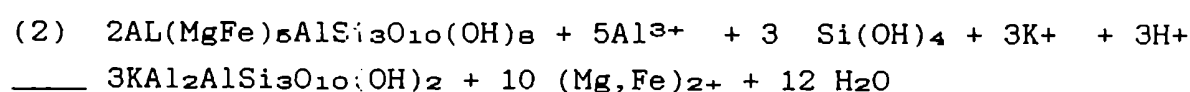


Figura 17. Diagramas de actividad vs. actividad calculados en base a datos termodinámicos de Helgeson et al (1978) en Beane y Titley, (1980) mostrando la estabilidad de los silicatos a 350°C y 500 bars. El area sombreada indica el probable rango de actividades en las cajas dentro de la zona con alteración sericitica.

En el borde occidental de la zona de alteración, donde la matriz tiene participación clorítica puede verse que la clorita es reemplazada por sericita lo cual ocurre por un aumento en la  $a(\text{H}^+)$  (Meyer y Hemley, 1969) según la reacción 2 aportando de esta forma Fe y Mg al sistema.



En los cuerpos ígneos ácidos se observa que a medida que

disminuye la sericitización (aumentando de forma relativa la actividad del  $Mg^{2+}$  respecto de la de  $K^{+}$ ) la biotita, que estaba reemplazada por muscovita comienza a ser reemplazada por clorita y muscovita.

La persistencia de caolinita acompañando a la muscovita principalmente en la matriz de las sedimentitas en los sectores distales de la zona con alteración sericítica indica que la temperatura disminuyó en las zonas más distales respecto de la circulación de fluidos magmáticos hasta alcanzar valores cercanos a los del límite de estabilidad muscovita-caolinita (CD, figura 15). La ocasional presencia de montmorillonita en la muestra 37 probablemente sea efecto del control que ejerce la litología original (de composición andesítica) la que favorece la formación de este tipo de arcilla.

La silicificación ha sido principalmente por vena lo que implicaría un metasomatismo de sílice en soluciones ácidas sobresaturadas (la sílice sería producto de la destrucción de los feldespatos principalmente de las apófisis por acción de los fluidos con alta  $a(H^{+})$ ). Las relaciones espaciales muestran que la carbonatización es probablemente posterior a la silicificación, lo que indica un aumento del pH posterior a la precipitación de la sílice que favoreció la formación de los carbonatos.

La relación espacial entre los procesos de biotitización y sericitización indican que esta última habría sido posterior. Las observaciones microscópicas indican que la sericita también reemplaza a la clorita, la cual aparentemente formaba parte de la matriz sedimentaria en proporciones variables.

La distribución de las alteraciones hipogénicas muestra un patrón aproximadamente concéntrico, con un núcleo de alteración biotítica seguido por una zona de alteración

sericítica de irregular distribución en cuanto a la intensidad de la alteración y por último una zona con alteración predominantemente clorítica, siendo la sericitización temporalmente posterior a la cloritización y biotitización. Este patrón se ajusta al modelo propuesto por Lowell y Gilbert (1970) para los cobres porfíricos (ver figura 19). La distribución, intensidad y asociaciones de alteración son consecuencia de la litología de las rocas de caja involucradas, las características de las soluciones magmáticas, los controles estructurales y el nivel de exposición de la manifestación.

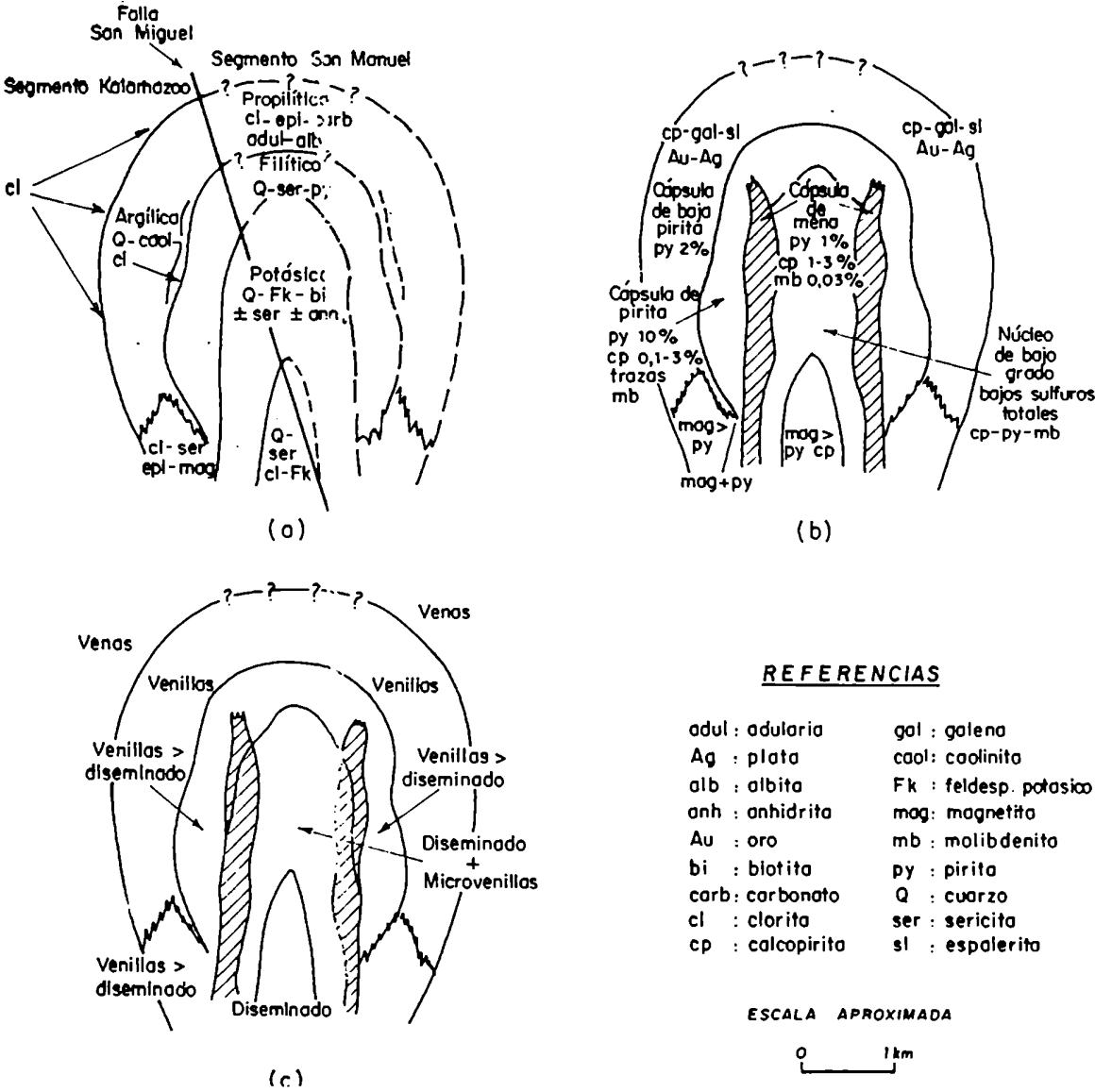


Figura 19. Sección vertical de las zonas concéntricas de alteración-mineralización en el yacimiento de San

sericítica de irregular distribución en cuanto a la intensidad de la alteración y por último una zona con alteración predominantemente clorítica, siendo la sericitización temporalmente posterior a la cloritización y biotitización. Este patrón se ajusta al modelo propuesto por Lowell y Gilbert (1970) para los cobres porfíricos (ver figura 19). La distribución, intensidad y asociaciones de alteración son consecuencia de la litología de las rocas de caja involucradas, las características de las soluciones magmáticas, los controles estructurales y el nivel de exposición de la manifestación.

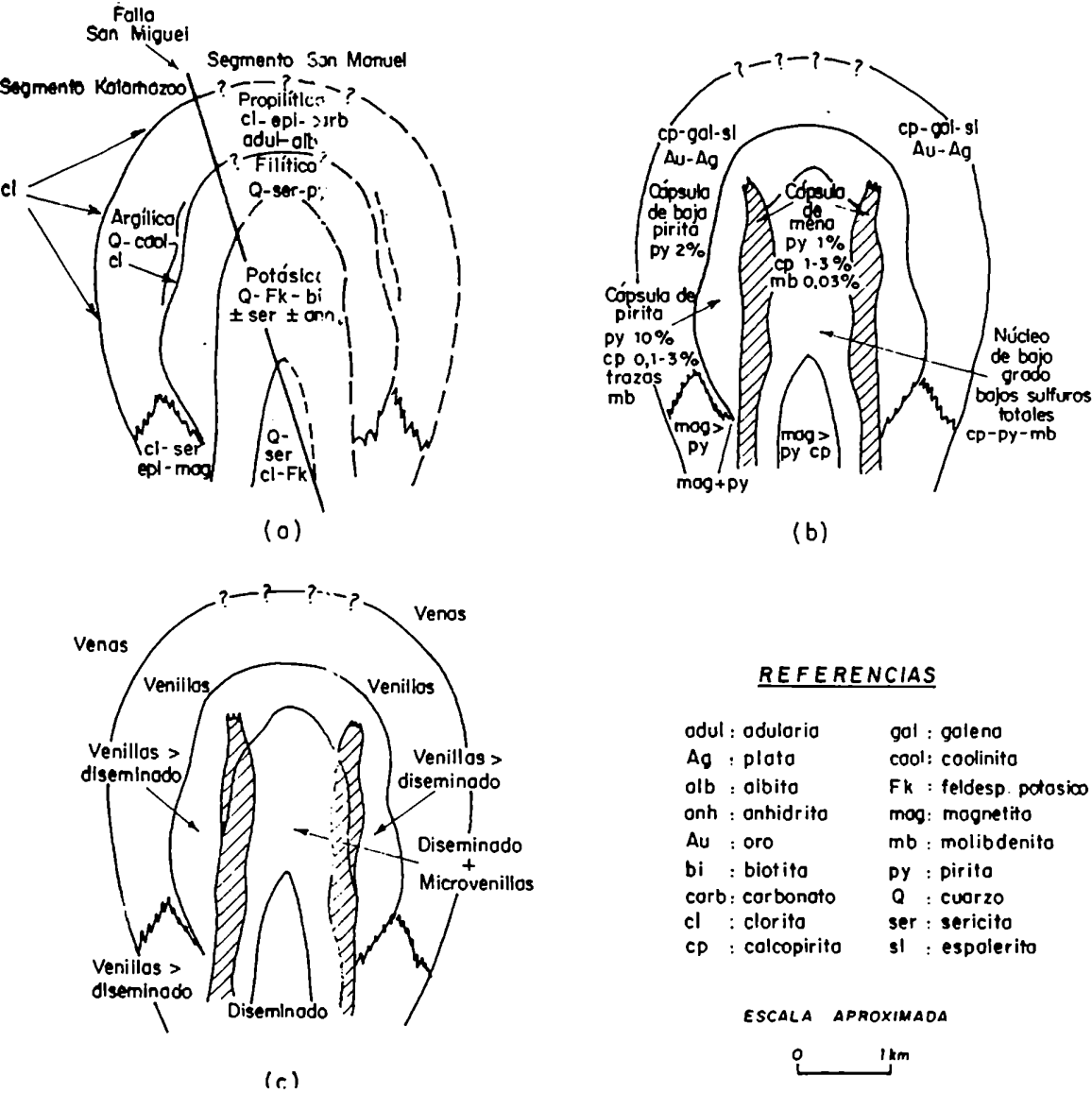


Figura 19. Sección vertical de las zonas concéntricas de alteración-mineralización en el yacimiento de San

Manuel-Kalamazoo. (a) Zonas de alteración; (b) Zonas de mineralización; (c) Ocurrencia de sulfuros. (Gilbert y Park, 1985).

Por lo tanto el proceso de alteración se habría iniciado con soluciones con alta actividad de  $K^+$  (de importante participación magmática) que habrían producido la biotitización y a mayores distancias donde la concentración y temperatura habrían sido menores y donde la participación magmática es cada vez menos importante, se habría estabilizado la clorita preexistente (etapa de circulación temprana, figura 20a). En el sistema de circulación convectiva comienzan a participar los fluidos meteóricos (etapa de circulación tardía, figura 20b) responsables de los procesos de sericitización. La diferencia en el grado de alteración entre las apófisis y las cajas indica que los fluidos de ambos sistemas fueron parcialmente inmiscibles.

La silicificación se habría dado por metasomatismo de sílice en soluciones ácidas sobresaturadas. Posteriormente se habría producido la carbonatización probablemente debido a que se habría alcanzado el punto de ebullición (desprendimiento de  $CO_2$ ) por pérdida de presión probablemente por brechamiento de las cajas en niveles someros. La presencia de caolinita acompañando a la sericitización en los sectores distales de la zona de alteración sericitica es consecuencia de la disminución de la temperatura.

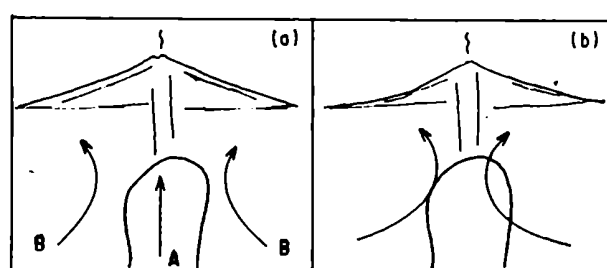


Figura 20. Sistema de circulación de fluidos en una intrusión somera en una caja permeable, modificado de



Shepard et. al (1969) y Taylor (1974) en Beane y Titley (1980). a. Circulación en estadios tempranos con celda magnética (A) y Meteorica (B). b. Circulación en estadios tardíos, luego del colapso meteorico.

Posteriormente a la alteración hipogénica se habrían producido los procesos supergénicos cuya distribución está controlada por la estructura. La zona de oxidación intensa probablemente corresponda al halo de pirita el cual aparece espacialmente asociado a la alteración sericitica.

La presencia de una ganga con participación carbonática, de fuerte poder neutralizador, produce la rápida precipitación de los óxidos e hidróxidos de hierro generando limonitas de tipo pulverulento que obliteran la textura original de la roca. Otros productos de la neutralización son el yeso y carbonatos de Ca.

## 5.6. Mineralizaciones

Las asociaciones metalogenéticas se han establecido mediante el estudio de secciones pulidas utilizando microscopio provisto con sistema de opac iluminador y complementadas con estudios mineralógicos realizados con microsonda electrónica. La intensidad de los procesos supérgenos que afectan a gran parte de la zona mineralizada tiene como consecuencia que las mineralizaciones primarias estén en muchos sectores ausentes por lo que las paragénesis establecidas pueden, en virtud de este hecho, ser sólo parciales.

Para conocer los tenores de los distintos elementos se llevaron a cabo análisis cuantitativos de 20 muestras de superficie recolectadas para tal fin. Estos análisis fueron realizados por el Laboratorio de Geoquímica del Departamento de Minería de la Dirección General de Fabricaciones Militares.

### 5.6.1. Paragénesis minerales

La mineralización primaria sólo es megascópicamente visible en las rocas ígneas ácidas y en las rocas con alteración biotítica, siendo en éstas últimas mucho más abundante. Las venas de <sup>minerales</sup> opacos (oxidados) son muy abundantes, principalmente en las zonas de máxima oxidación, llegando en algunos sectores a conformar un stockwork. Si bien por lo general su potencia es de pocos milímetros se han observado venas de limonitas de hasta 20 cm de de espesor. En el sector donde la oxidación es muy importante se presume que la mineralización habría estado constituida principalmente por pirita, promotora de los procesos supérgenos.

#### Mineralización de las rocas ígneas (alteración sericitica).

Los estudios calcográficos de muestras provenientes de las Apófisis del la Quebrada del Volcán (M87c y M136c),

muestra mineralización se presenta diseminada, formando lóculos o en delgadas venas (no más de 3 mm de potencia). En todos los casos acompañada de abundante limonita. La asociación está constituida por pirita, calcopirita, malitdenita, arsenopirita, hematita y oro nativo, siendo la pirita el mineral más abundante de la asociación. Todos los sulfuros con hierro se encuentran parcialmente reemplazados por limonitas coloidales (fotografía 12). La asociación presente en la Apófisis Septentrional (M107c) difiere de la anterior ya que está constituida por arsenopirita y calcopirita, ambas parcialmente reemplazadas por limonitas.



Microfotografía con luz polarizada (PPL).  
Aumentos

#### Mineralización de las rocas de caja (alteración biotítica).

Como ya se dijo anteriormente en estas rocas la mineralización es más abundante y se presenta diseminada o conformando delgadas venillas. La mineralización se encuentra en las quebradas donde la erosión rápida impide que la



asociación está constituida pirrotina, marcasita como reemplazo pirrotina, calcopirita, escasa pirita, orpido, leucocena, pequeños cristales magnetita (MSB). fotografía 13. También se encontró en otras muestras escasa pirita.

#### Mineralización de las rocas de caja (testigos)

res sobre una colección de la perforación VIII figura 5 muestran que la mineralización se presenta en delgadas venillas (ganga de cuarzo y carbonato) o diseminada. 9do: 2, 3do: 4, 5do: 6, 6do: 7, 8do: 9. S.N. El mineral dominante la asociación es la cual se presenta en cristales idiomórficos. fotografía 14 inmersos en ganga o bien constituyendo delgadas venillas.



Fotografía 14. Imágen de Scanner mostrando la corrosión de los cristales de pirita con hábito cúbico característico (x3500).

La marcasita es escasa y se presenta en pequeños cristales subhedrales o anhedrales dentro de los cristales de pirita. También dentro de la pirita se encuentran relictos de cristales de pirrotina. En algunas muestras intercrecida con la pirita se observa blenda que en algunos individuos se distribuye siguiendo los clivajes.

La pirrotina también aparece ocasionalmente en cristales mayores rodeada por pirita y con alteración a marcasita. También se presenta aislada en la ganga conformando finas agujas o en diminutos cristales conformando venillas. La blenda también aparece (en cantidades reducidas) como cristales subidiomórficos, en contacto neto con pirita o calcopirita o con orlas de esta última. Esta presenta reflejos rojos y en menor proporción verdes y ocasionalmente exsoluciones de calcopirita de escaso tamaño y sin orientación preferencial.



Fotografía 15. Imagen de Scanner mostrando los cristales de arsenopirita (M3/86) con sus formas cristalinas características (x3500).

La calcopirita es escasa y se presenta en cristales xenomórficos poco desarrollados y muy corroídos generalmente aislados en la ganga o en los bordes de los cristales de pirita en parte encerrándola o introduciéndose en sus resquicios (también encierran a la blenda). Cuando está presente la calcopirita la relación  $py/cpy$  es muy elevada ( $>5$ ). La arsenopirita es muy escasa (M 1/86c) y se presenta en cristales hipidiomórficos (fotografía 15). Son comunes las agujas de hematita las que aparecen asociadas a agregados pulverulentos de óxidos de Fe, lo que indica que son de origen supergénico.

Se encuentra además en algunas muestras abundante melnikovita ("pirita coloforme", Rahmdor 1966) la que se presenta en finos agregados de color blanco rosado, frecuentemente con textura bandeada y recrystalizada a un fino agregado de pirita y marcasita (M 5/86, M S/N). Se encuentra atravesada por venillas o rodeada por orlas de pirita. Se

observan además chispas de oro de pocos micrones inmersas en la ganga de algunas de las muestras estudiadas.

Los minerales de uranio observados corresponden a pechblenda (M S/N X) la cual se presenta conformando agregados botroidales y con desarrollo de fracturas de retracción características. Esta se encuentra inmersa en los minerales de ganga transparente y ocasionalmente en contacto con pirita.

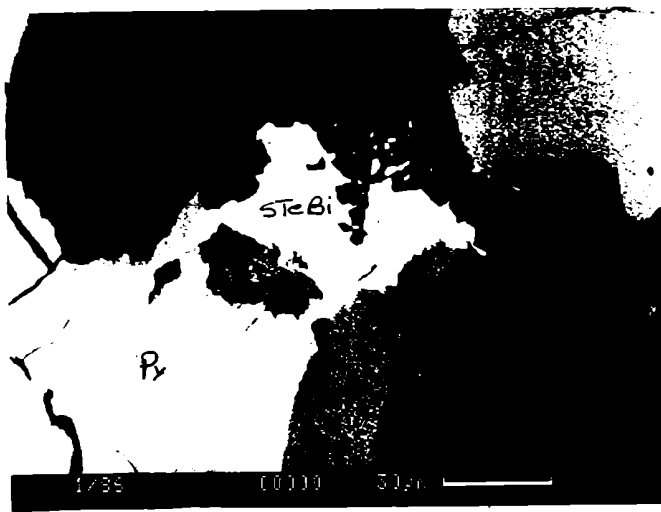
En base a las relaciones espaciales existentes entre los distintos minerales puede establecerse de forma tentativa la secuencia de cristalización. La pirrotina es aparentemente anterior a la pirita ya que en general aparece dentro de ésta. La cristalización de la marcasita habría sido anterior o simultánea a la de la pirita. La cristalización de la blenda sería por el tipo de intercrecimiento contemporánea con la pirita. La relación entre la arsenopirita y la pirita no es clara. La calcopirita es posterior a la pirita y la depositación de la melnikovita es posterior a la de ambas y también a la de la arsenopirita a la que rodea. Esta habría recrystalizado a un agregado de marcasita y pirita. Por último se observa una tercera generación de pirita que conforma orlas alrededor de la melnikovita y venillas. No es claro el orden de depositación entre la pirita y la pechblenda.

#### *Estudios Mineralógicos*

Análisis realizados con microsonda electrónica EDAX permitieron el hallazgo de pequeñísimos cristales de sulfotelururo de Bi en muestras de testigos (fotografía 16) cuya composición que se presenta en la tabla 10.

	%P	
S	6.84	6.89
Sc	0.72	--
Fe	0.57	0.60
Te	29.21	29.44
Bi	62.67	63.07

Tabla 10. Composición química del sulfotelururo de Bi (M 1/86).



Fotografía 16. Microfotografía del sulfotelururo de bismuto en contacto con cristales de pirita (M 1/86)

Para los minerales más abundantes de la asociación estudiada se obtuvo la composición que se presenta en la tabla 10' y cuya representación gráfica se presenta en la figura 22.

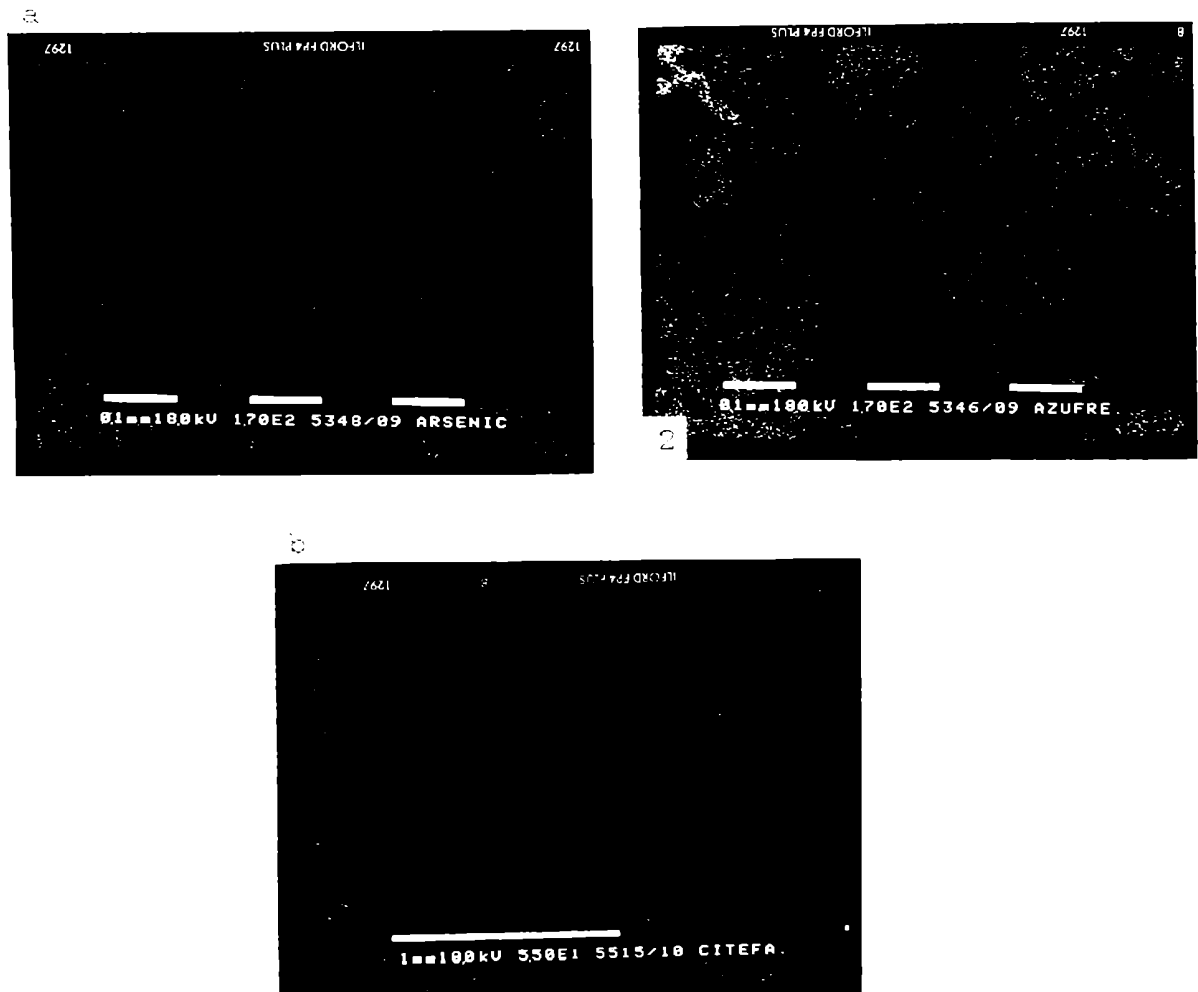
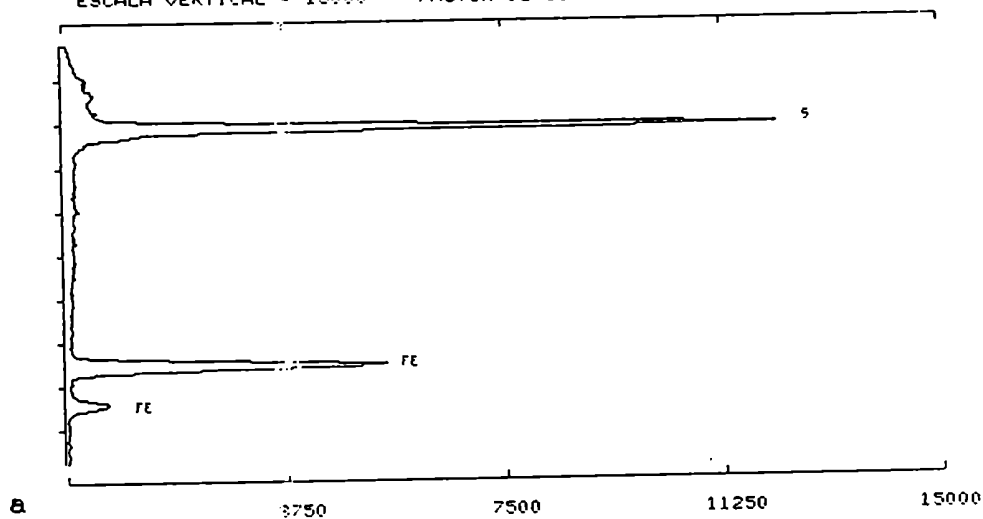


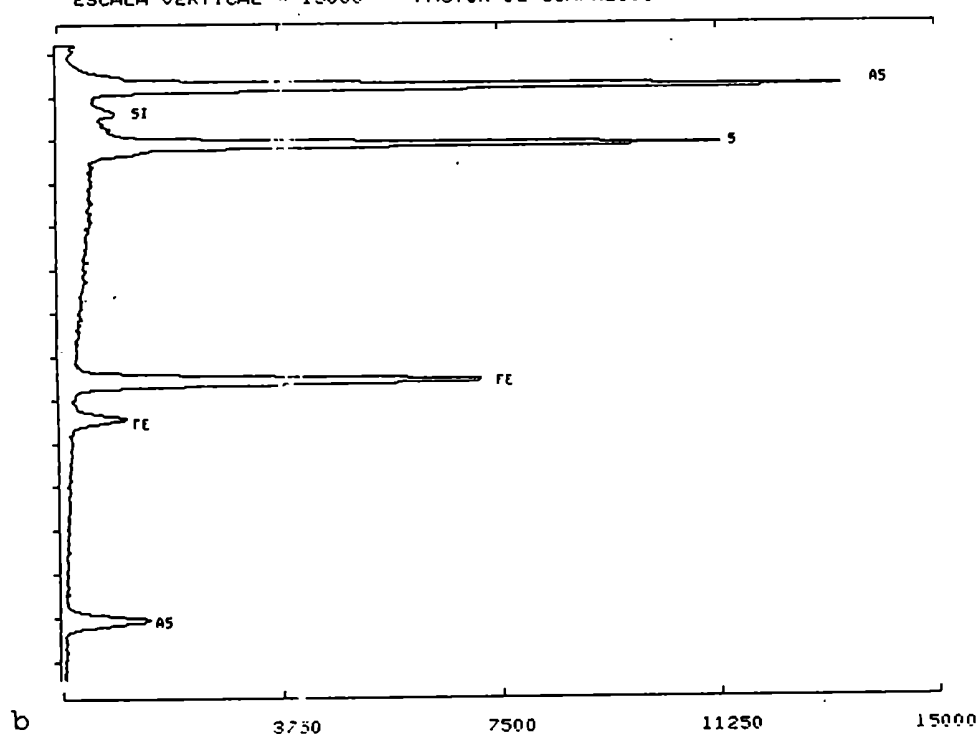
Figura 21. a. Mappings de As (1) y S (2) de la arsenopirita (M1/86). b. Mapping de Cu de la calcopirita



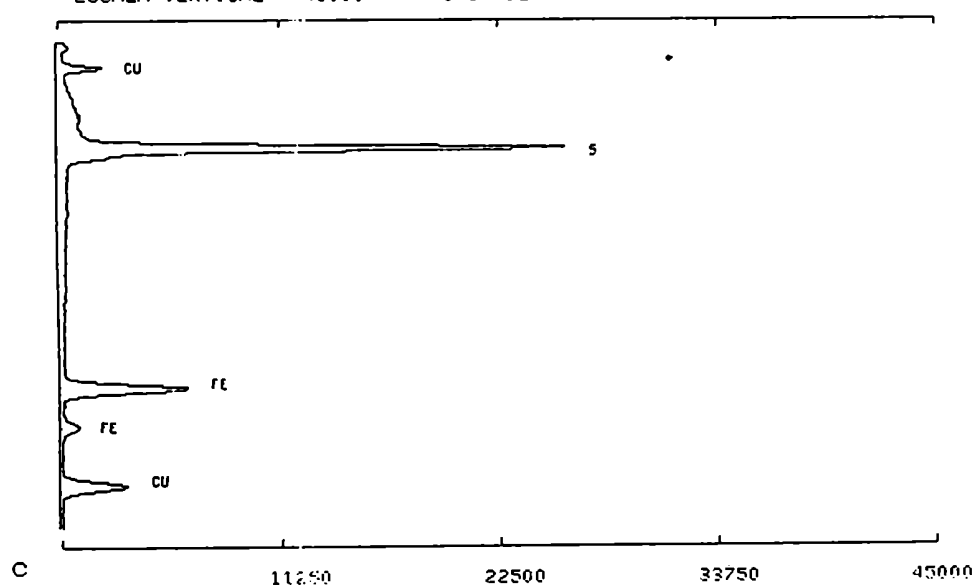
EL SIGUIENTE GRÁFICO ES DEL CANAL 30 AL 810 (.9 AL 8.1 KEV)  
ESCALA VERTICAL = 15000 FACTOR DE COMPRESION= 3



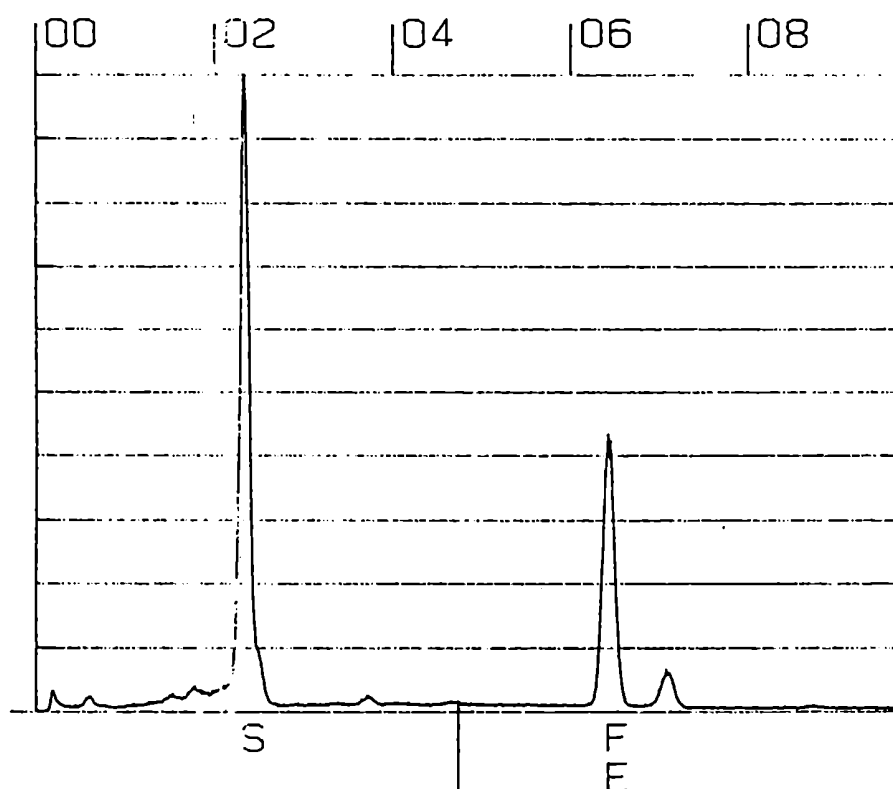
EL SIGUIENTE GRÁFICO ES DEL CANAL 60 AL 1158 (.6 AL 11.58 KEV)  
ESCALA VERTICAL = 15000 FACTOR DE COMPRESION= 3



EL SIGUIENTE GRÁFICO ES DEL CANAL 50 AL 878 (.5 AL 8.78 KEV)  
ESCALA VERTICAL = 45000 FACTOR DE COMPRESION= 3



00-20KEV: 10EV/CH PRST: OFF  
A: B:  
FS= 11461 MEM: A FS= 200



d CURSOR (KEV) = 04.720 EDAX

Figura 21. Gráficos de los minerales analizados: a. pirrotina (M85c); b. arsenopirita (M1/89); c. calcopirita (M136c); d. pirita (M10/86).

(M 136c).

La figura 21 contiene los mappings de S y As de la arsenopirita y de Cu de la calcopirita en los respectivos sectores de análisis. No pudieron realizarse análisis de la molibdenita debido a que el pico del S se superpone con el del Mo

Calcopirita		Pirrotina		Pirita		Arsenopirita	
	%P		%P		%P		%P
S	41.48		43.13		51.31		24.08
Fe	28.33		56.87		48.69		34.32
Cu	30.19						
As							39.32
	-----		-----		-----		-----
	100.00		100.00		100.00		97.82
KV: 18		TILT: 0		KOFF: 25			

Tabla 10. Composición química relativa de los minerales metálicos primarios más abundantes de la manifestación Carrizal.

*Cálculo de la fórmula mínima*

Calcopirita: $S_{2.72}CuFe_{1.07}$		Pirrotina: $S_{1.32}Fe$	
Pirita: $S_{1.84}Fe$		Arsenopirita: $S_{1.43}AsFe_{1.17}$	
Elemento	Peso Atómico		
S	32.06		
Cu	63.57		
As	74.91		
Fe	55.85		

Tabla 11. Fórmulas mínimas de los sulfuros analizados y valores de los pesos atómicos utilizados para su cálculo.

En base a la composición química relativa de los sulfuros analizados (tabla 10) se realizó el cálculo de las correspondientes fórmulas mínimas (tabla 11). El procedimiento consiste en dos pasos:

- a. Dividir el porcentaje de cada elemento por su correspondiente peso atómico.
- b. Dividir los cocientes obtenidos para todos los elementos por el menor de ellos.

### 5.6.2. Los minerales de U

Para la detección de minerales de U en muestras de superficie y perforación se utilizó la técnica de autoradiografía que consiste en exponer la muestra a una placa radiográfica por un lapso de aproximadamente 48 horas, obteniéndose al revelarla una impresión por efecto de la emisión que produce el mineral radiactivo. Esta técnica se aplicó sobre las muestras M136, M82, M12, M14, M22, M2/86, M3/86 y M5/86 con resultados negativos.

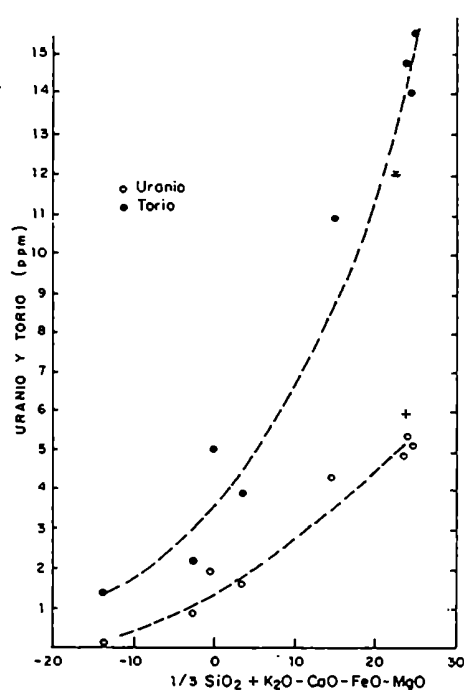


Figura 23. Diagrama de variación mostrando la distribución de Th y U en rocas de la serie cacoacalina de Medicine Lake Highland, California (Larsen y Gotfried, 1960). Valores de U (+) y Th (\$) de la muestra 87.

Los valores de Th y U de la muestra 87 correspondientes a

la Apófisis Quebrada de Volcán (tabla 3, apartado 5.4.2.) fueron volcados en un diagrama de variación para dichos elementos (Larsen y Gottfried, 1960) observándose que los mismos están dentro de los rangos normales para rocas de la serie calcoalcalina de similar composición (figura 23). Esto permite suponer en principio que la mineralización de U no tiene vinculación genética con este sistema, aunque la íntima relación de la pechblenda con los sulfuros permite pensar que el evento hidrotermal fue responsable de la removilización (y concentración) del U preexistente en las cajas sedimentarias.

### 5.6.3. Consideraciones

De acuerdo a las asociaciones encontradas en las observaciones calcográficas, es posible, mediante la utilización del diagrama de fugacidad-pH (figura 24), conocer parcialmente la evolución de las soluciones que producen la mena hipogénica. Para la zona de alteración biotítica la asociación está constituida por pirrotina, calcopirita y pirita y magnetita y por lo tanto es equivalente a la asociación VII (figura 24) en tanto que para la alteración sericitica la asociación está constituida por calcopirita, pirita con o sin molibdenita y hematita siendo de esta manera equivalente a la asociación IV, pero aparentemente por encima del límite de estabilidad de la magnetita, (la presencia de escasísima pirrotina podría estar indicando un pasaje a la asociación VII). Es decir que las soluciones han tenido una evolución marcada por un incremento en la fugacidad de  $O_2$  y de S. Este hecho también es apoyado por la relación existente entre la pirita y la pirrotina en las muestras de profundidad con alteración sericitica donde la pirrotina se encuentra como relicto dentro de la pirita, indicando un claro origen anterior.

La presencia de  $CO_2$  y elevadas concentraciones de  $Ca^{2+}$  en el sistema habría dado lugar a la formación de carbonatos (dolomita, calcita y ankerita) a expensas tanto de la

anhidrita como de la pirrotina.

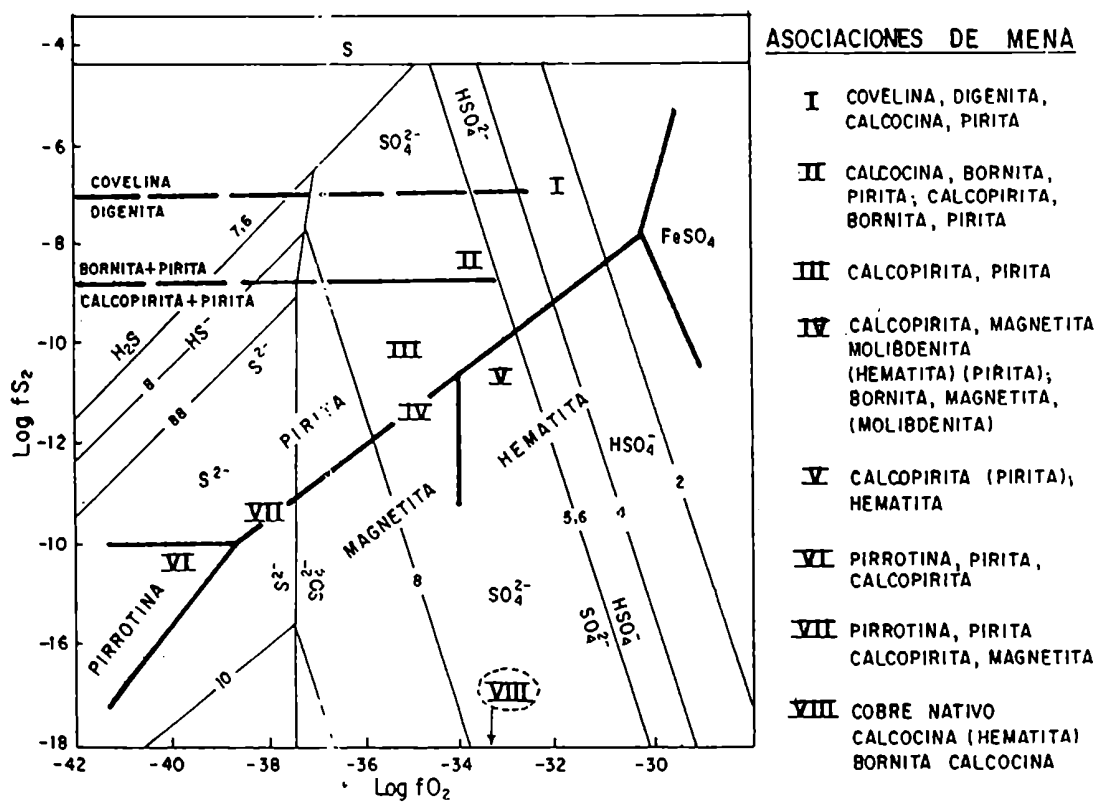


Figura 24. Diagrama de fugacidad-pH mostrando la distribución aproximada de algunas asociaciones de minerales de mena características en el sistema Cu-Fe-S-O. La T° es de 250°C y el total de sulfuro en solución es de 0.1 M (Meyer y Healey, op.cit.). Las líneas gruesas marcan el equilibrio entre las fases de sulfuros y de óxidos; las líneas finas son contornos de iso-pH; los paréntesis indican que las fases están subordinadas o ausentes.

En las muestras de profundidad (correspondientes a la zona con intensa piritización acompañada de silicificación y carbonatización) la calcopirita sería posterior a la primera generación de pirita. Si bien en la zona con piritización correspondiente a la alteración sericitica se produce la destrucción de la mena de Cu, el aumento transitorio de la  $a(\text{H}_2\text{S})$  (y por lo tanto disminución de la fugacidad de S) permitiría la expansión del campo de estabilidad de la calcopirita (figura 25) y por lo tanto esta puede depositarse posteriormente a la pirita como se observa en las muestras estudiadas. Puede suponerse entonces que la evolución de las

soluciones no fue completamente lineal al menos en cuanto a la variación de la fugacidad de S.

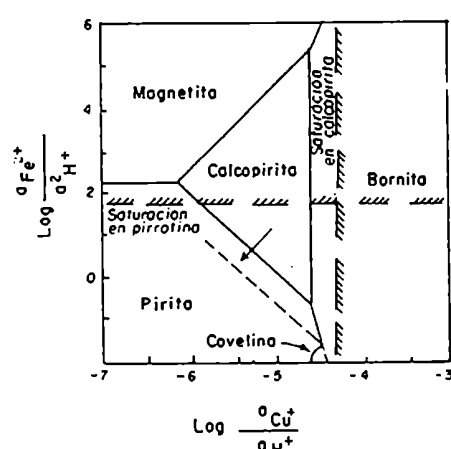


Figura 25. Diagrama de actividad de  $\text{Fe}^{2+}$  vs.  $\text{Cu}^{2+}$ , graficando los campos de estabilidad para los distintos minerales de mena. La flecha muestra la evolución durante el proceso de alteración sericitica; la línea punteada marca la expansión (hipotética) del campo de estabilidad de la calcopirita (modificado de Beane y Titley, 1980).

#### 5.6.4. Geoquímica de los elementos metálicos

Los tenores de los elementos metálicos (tabla 12) fueron obtenidos mediante análisis por Espectrofotometría de Absorción Atómica sobre muestras molidas con molino de wolframio a malla 200 (laboratorio de Dirección General de Fabricaciones Militares).

Con el fin de establecer relaciones genéticas se realizaron diagramas binarios tomando en consideración los distintos elementos para establecer si existen o no correlaciones entre los mismos. Las correlaciones se expresan en los diagramas a través del agrupamiento de datos conformando elipsoides cuyo eje mayor presenta una determinada pendiente que marca la tendencia del comportamiento de los elementos analizados (la dispersión de los datos respecto de la recta ideal es consecuencia de la movilización de los cationes en la zona de oxidación la que está regida por

diferentes parámetros, como ser tipo de roca, estructura y características geoquímicas de los elementos considerados).

MUESTRA	Cu ppm	Zn ppm	Pb ppm	Fe %	Ag ppm	Au ppm
90	17,34	6,35	27,36	0,29	Nd	Nd
19	99,95	86,10	30,28	4,30	1,33	0,09
16#	53,01	50,11	20,84	4,88	3,54	Nd
106	148,56	113,71	16,46	5,45	0,44	0,20
88	112,12	34,45	52,99	4,39	0,89	Nd
141	120,83	50,63	58,42	6,38	6,43	3,91
110	17,41	20,49	16,81	0,72	0,44	Nd
85#	46,14	71,25	16,86	6,51	0,89	0,18
34	35,56	52,93	11,63	6,19	1,33	Nd
87*	102,16	18,93	12,48	1,68	1,11	0,05
3	94,62	58,58	170,00	3,87	1,33	0,13
139	219,84	22,91	180,00	2,72	1,11	Nd
136	106,03	28,14	226,67	1,79	0,88	Nd
14	160,49	57,42	121,22	3,92	0,44	0,05
37	92,87	57,52	85,00	2,19	Nd	Nd
12	131,4	96,32	91,62	4,10	0,66	Nd
143	149,75	70,60	140,00	3,38	0,44	Nd
15	170,67	149,62	84,34	4,63	0,44	Nd
11	105,85	70,10	163,37	3,16	Nd	Nd
108	105,35	98,68	57,07	3,94	Nd	Nd
* Mo: 125 ppm (Laboratorio Servicio Nacional de Geología y Minería - Chile)						
# Mo < 5 ppm (Comisión Nacional de Energía Atómica)						

Tabla 12. M87, M110, M106, M136, M34 y M39 rocas ígneas sericitizadas; M11, M12 M14, M15, M16, M19, M37, y M139 roca de caja sericitizada y con lixonitización intensa; M70 vena de cuarzo; M141 vena de escordita, yeso y cuarzo; M88 y M85 rocas de caja biotitizadas; M108 roca de caja cloritizada. Nd: No se detecta.

En la figura 26 (a) puede verse una clara correlación entre el Cu y el Zn. Ambos elementos tienen un comportamiento geoquímico similar en la zona de oxidación, siendo ambos muy móviles (el Cu en gangas reactivas puede permanecer como carbonatos en la zona de oxidación, como ocurre en el caso de Carrizal, aunque es muy escaso el cobre color presente en la zona oxidada). La correlación obtenida muestra una tendencia positiva lo que significa que los tenores de ambos elementos aumentan de manera conjunta es decir que su actividad tuvo un comportamiento similar en las soluciones mineralizantes.

En la figura 26 (b) donde se han representado elementos de comportamiento geoquímico contrapuesto en zona de oxidación puede observarse una clara correlación entre el Fe y el Zn con una marcada tendencia positiva (la oxidación de la blenda es independiente de la presencia de pirita (Blanchard, 1969)).

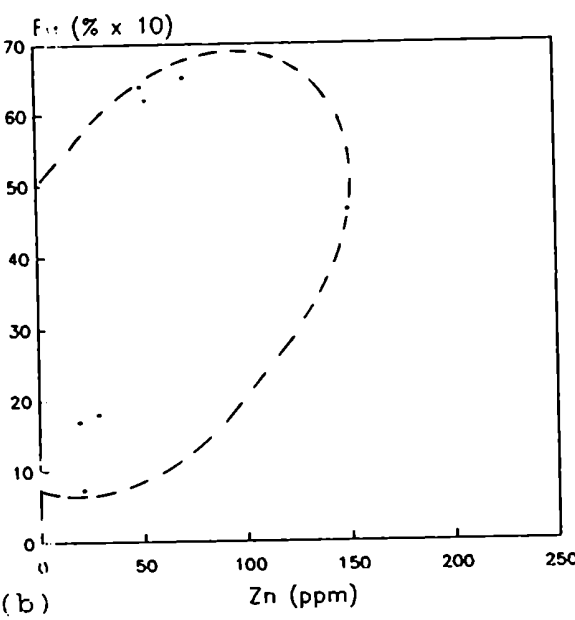
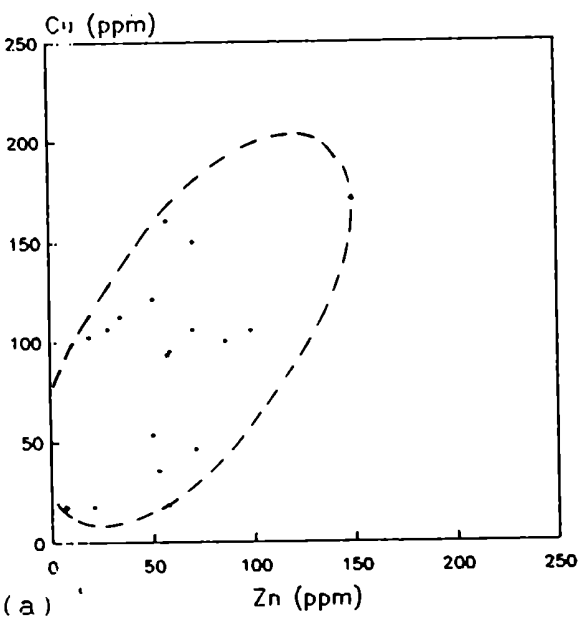


Figura 26. Diagramas binarios de correlación represenando (a) Cu vs. Zn y (b) Fe vs. Zn.



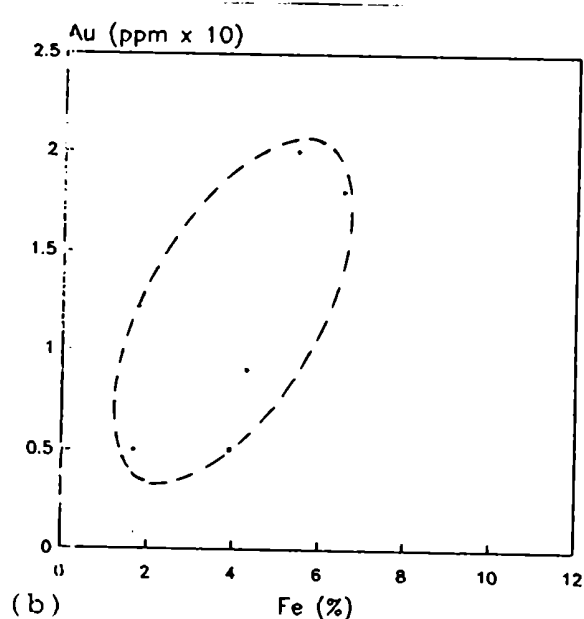
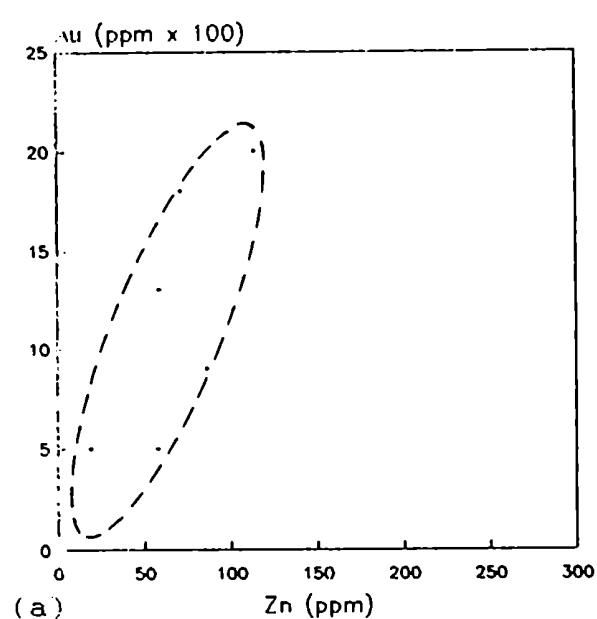


Figura 27. Diagramas binarios de correlación representando (a) Au vs. Zn y (b) Au vs. Fe.

El Au, por ser un elemento tan escaso en los depósitos de tipo diseminado, presenta una distribución muy heterogénea ("efecto pepita") lo que produce la dispersión de los tenores obtenidos, principalmente cuando se cuenta con un pequeño

número de muestras. En la figura 27 se ha representado Au contra Zn (a) y Fe (b) considerando sólo las muestras con mineralización de Au detectada (a excepción de la M 141, que por su alto tenor se encuentra fuera de escala) obteniéndose en ambos casos tendencias positivas las cuales, debido a las características de este elemento y al escaso número de muestras, solo pueden considerarse como indicativas.

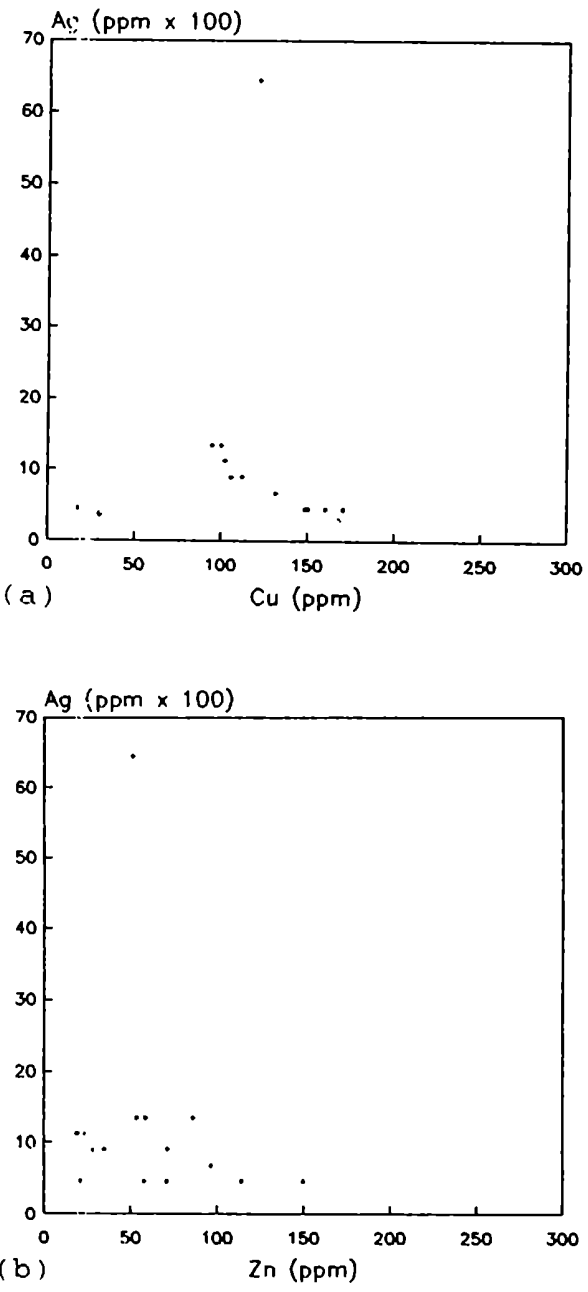


Figura 28. Diagramas binarios de correlación representando (a) Ag vs. Cu y (b) Ag vs. Zn.

En la figura 28 se observa claramente la distribución de los valores de fondo local los que se ubican aproximadamente paralelos al eje x apreciándose en el diagrama 28 (a) la presencia de un segundo tren de tendencia positiva. La distribución heterogénea de la Ag se debe a un efecto similar al que ocurre con el Au ya explicado en el párrafo anterior.

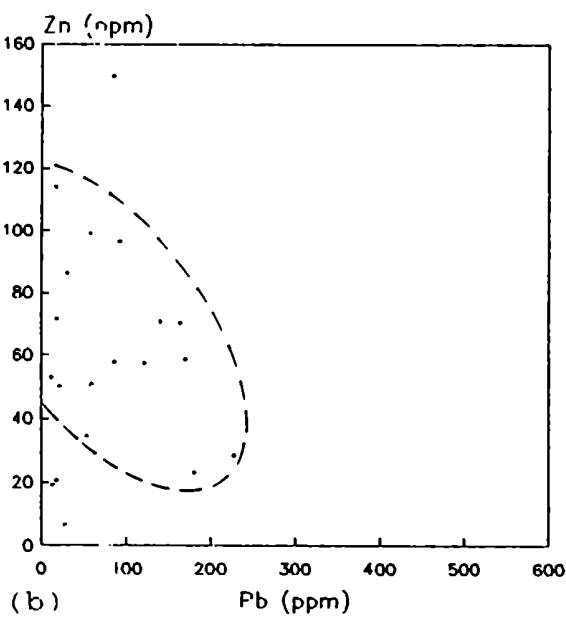
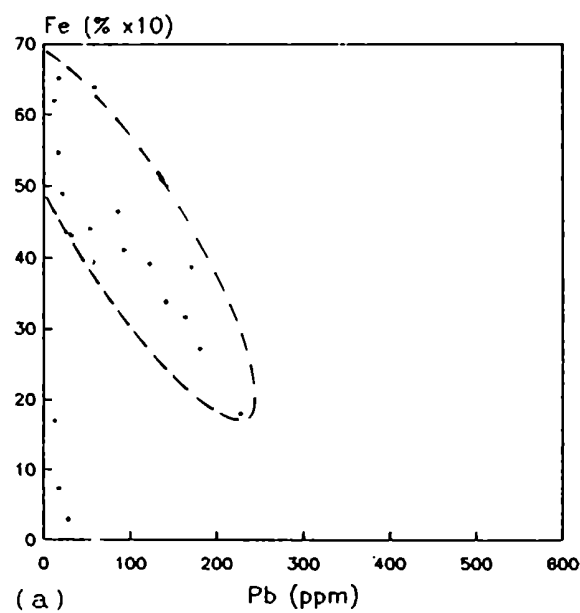


Figura 29. Diagrama binario de correlación representando Fe vs. Pb (a) y Zn vs. Pb.

En el diagrama (a) de la figura 29 se observa una clara correlación entre el Fe y el Pb la cual presenta tendencia negativa en tanto que no es clara la relación entre el Zn y el Pb (diagrama (b)) ya que existe una mayor dispersión de los datos aunque también en este caso parece insinuarse una tendencia negativa.

De acuerdo a lo visto en el desarrollo de este apartado puede decirse de forma preliminar que los elementos Cu, Zn y Fe están genéticamente vinculados entre sí evidenciando una tendencia positiva es decir que a medida que aumenta uno también lo hacen los restantes, en tanto que el Pb aparentemente también estaría genéticamente vinculado a ellos pero presenta un comportamiento opuesto en las soluciones mineralizantes. Si bien el Au parece tener una tendencia positiva, la cual también se insinúa en el comportamiento de la Ag, en el caso de los metales preciosos debido a su distribución heterogénea se hace necesario para confirmar esta tendencia intensificar el muestreo.

#### 5.6.5. Estadística

Utilizando los datos de la tabla 13 se calcularon los parámetros estadísticos que se presentan en la tabla 14. Hay que tener en cuenta que se trabajó con un número muy pequeño de muestras y por lo tanto los valores obtenidos no son verdaderamente representativos, sino que tienen un carácter esencialmente ilustrativo y simplemente dan una idea del orden en el que se encuentran los contenidos de los metales considerados. Se detallan a continuación las fórmulas utilizadas para realizar los cálculos de dichos parámetros.

$$\text{Media aritmética } X = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}$$

$$\text{Desviación típica o estándar } S = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{(n - 1)}}$$

$$\text{Varianza } S^2$$

Media poblacional  $\mu$  ( $\mu_1$  límite de confianza inferior y  $\mu_2$  límite de confianza superior para un dado valor de

u).

Nivel de significación = 0,05

Coeficiente de confianza = 100 (1 -  $\alpha$ ) = 95%

El cálculo de S se realiza sobre pequeñas muestras, es decir con  $n < 30$  (Merodio, 1985), en las que la media muestral  $\bar{X}$  no coincide con la media poblacional  $\mu$ . De esta manera se puede conocer entre que rangos se encontrará la media poblacional, es decir estimar con un 95% (fijando  $\alpha = 0,05$ ) de confianza cual será el valor mínimo y máximo que puede llegar a alcanzar la misma.

Elemento	$\bar{X}$	S	$S^2$	$u_1$	$u_2$
Zn	60.74	35.66	1271.73	44.05	77.43
Cu	104.5	52.33	2742.93	79.99	129.01
Pb	79.17	72.22	5215.61	45.37	112.97
Fe	3.72	1.77	3.14	1.98	5.46
Ag	1.36	1.56	2.42	0.53	2.19
Au	0.23	0.868	0.75	-0.18	0.64

Tabla 13. Parámetros estadísticos calculados para el conjunto de muestras analizadas que se presentan en la tabla 12.

El valor negativo obtenido para el Au en el límite inferior del rango de  $\mu$  no tiene para estos fines ningún significado por lo que se asume que el límite inferior es en este caso 0. En el caso de este elemento donde se ha observado una fuerte dispersión en los datos, puede resultar indicativo el valor de la función Z o Curva normal tipificada el que se calcula aplicando la fórmula que se presenta a continuación.

$$Z = \frac{(\bar{X}_1 - \mu)}{\sigma}$$

Considerado  $\mu = \bar{X}$ ,  $s = \sigma$  y reemplazando estos valores en la fórmula anterior para  $\bar{X}_1 = 1$  se obtiene

$$Z = (1 - 0.23)/0.87 = 0.89$$

Para  $Z = 0.89$  (ver tablas A y 1.2 de Merodio, 1986) existe un 18.67% de probabilidades de encontrar valores de Au superiores a 1 gr/tn, en tanto que existe un 37,83 % de posibilidades de encontrar valores superiores a 0,5 gr/tn y un 74% de posibilidades de encontrar tenores que superen los 0,004 gr/tn.

Respecto de las variaciones en los tenores de los elementos analizados en profundidad y fuera de la zona de oxidación, puede suponerse que en el caso del Pb, el cual en gangas con carbonato, de fuerte poder neutralizante, queda retenido en la zona de oxidación principalmente como cerusita ( $PbCO_3$ ), los valores presentados en la tabla 13 probablemente sean cercanos a los máximos esperables para esta manifestación. En la zona de enriquecimiento donde el Cu reemplaza al Pb en la galena dando lugar a la formación de anglesita ( $SO_4Pb$ ) o cerusita en gangas carbonáticas los tenores de Pb serán semejantes a los de la zona de oxidación y a los de la mena hipogénica. Algo similar ocurre con el Fe el que permanece retenido en la zona de oxidación como limonitas y por lo tanto sus tenores se mantendrán aproximadamente constantes en profundidad tanto en la zona de enriquecimiento como en la mena hipogénica.

El Au nativo es también un elemento inmóvil y por lo tanto sus tenores no se modificarán en profundidad, sin embargo, debido al "efecto pepita" es probable que se produzcan variaciones al intensificar el muestreo. Para la valuación de este elemento hay que tener en cuenta que el máximo valor encontrado proviene de la veta con escorodita, siendo éste de diferente orden al de las restantes muestras con contenidos de Au detectados. Por su parte las sales de plata que pueden llegar a formarse en la zona oxidada son por lo general insolubles y por lo tanto los tenores de este elemento no experimentarán variaciones sustanciales en profundidad fuera de la zona de oxidación.

El Zn en zonas de oxidación con gangas carbonáticas es convertido principalmente a smithsonita ( $\text{CO}_3\text{Zn}$ ), quedando retenido en el sombrero de Fe. Por otra parte en la zona de enriquecimiento la blenda reacciona con el  $\text{SO}_4\text{Cu}$  para dar  $\text{SO}_4\text{Zn}$  (soluble) o smithsonita (en ganga carbonática) y covelina. Por lo tanto los valores obtenidos en la zona de oxidación no serán sustancialmente distintos a los de la mena hipogénica que corresponden a los máximos para esta manifestación.

En la zona de enriquecimiento La calcopirita reacciona con el  $\text{SO}_4\text{Cu}$  para dar covelina. El  $\text{SO}_4\text{Cu}$  a su vez ataca a la covelina supergénica para producir calcosina. Como resultado de estas reacciones en la zona de enriquecimiento supergénico (por debajo de la napa freática) aumentan los contenidos de Cu. En la manifestación Carrizal la existencia de una ganga con participación de carbonato permitió la formación de carbonatos de Cu y por lo tanto es probable que el Cu haya permanecido principalmente retenido en la zona oxidada, por lo que en principio no debe esperarse que se haya desarrollado una zona de enriquecimiento (al menos con un significativo aumento de los tenores) para este elemento.

### 5.7. Caracterización genética de la manifestación Carrizal.

De acuerdo a lo expuesto hasta aquí pueden enumerarse una serie de rasgos distintivos de la manifestación Carrizal que permiten realizar la caracterización genética de la misma. Dichos rasgos son:

- \* Zonación aproximadamente concéntrica de las alteraciones hipogénicas (zona de alteración biotítica interna, zona alteración clorítica externa y zona de alteración sericitica intermedia temporalmente posterior respecto de las dos primeras.
- \* Vinculación de la mineralización con un magmatismo de carácter calcoalcalino representado por pequeñas apófisis riolíticas mineralizadas con características geoquímicas típicas de rocas de arco volcánico.
- \* Distribución de la mineralización. Estructura tipo brecha hidrotermal.
- \* Asociación metalogenética compuesta por Cu-Mo-As-Pb-Zn-Au-Ag. El U no parecen estar vinculados al sistema. La estrecha relación del U con los sulfuros indica que ha sido removilizado por la actividad hidrotermal.

Los rasgos enumerados arriba permiten clasificar a la manifestación Carrizal como un pórfiro de Cu-Mo (Lowell y Gilbert, 1970). De acuerdo a Sillitoe (1972) este tipo de depósitos está vinculado a zonas de subducción con un magmatismo típicamente calcoalcalino. Esto se debe a que el  $\text{Cu}^{2+}$  (y metales similares) en fundidos silicáticos se particiona preferentemente en las coordinaciones octahédricas más que en las tetrahédricas. Como la proporción de los sitios tetrahédricos en los fundidos silicáticos aumenta con los contenidos de álcalis y sílice y decrece con los contenidos de alúmina (Burns y Fyfe, 1964 en Mitchell y Garson, 1981), en los magmas calcoalcalinos aluminosos con una alta proporción de sitios octahédricos el Cu tiende a particionarse en la fase silicática líquida concentrándose de esta manera en los



fluidos residuales involucrados en la etapa hidrotermal (Mitchell y Garson, op.cit.).

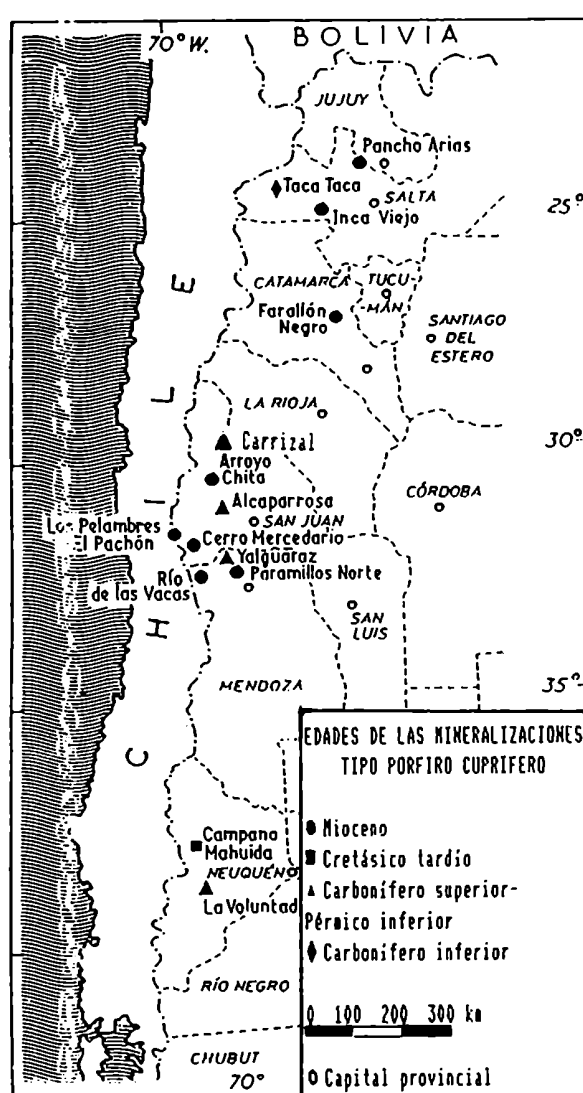


Figura 30. Ubicación y edades de las mineralizaciones tipo pórfiro cuprífero en los Andes de Argentina (Sillitoe, 1977) incluyendo la localización de la manifestación Carrizal.

Sobre la base de dataciones K/Ar en concentrados de mica de 20 pórfiros cupríferos de la zona andina (figura 30), Sillitoe (1977) reconoce en la Argentina dos ciclos metalogenéticos para este tipo de yacimientos, uno Paleozoico (Paleozoico superior - Triásico), en el que estaría incluida

la manifestación Carrizal de acuerdo a la edad K/Ar obtenida para la riolita Quebrada de Volcán (apartado 5.4.3.) y otro Cenozoico (Paleoceno - Oligoceno). Ambos ciclos están vinculados a un ambiente de subducción y presentan similitudes en las asociaciones de alteración - mineralización.

La figura 31 representa una sección vertical de un cobre porfírico ideal mostrando su posición intermedia entre un ambiente plutónico y uno volcánico (Sillitoe, 1972). La vinculación con las fases más apicales del cuerpo intrusivo, la distribución general de la alteración y la presencia de mineralizaciones de baja temperatura (telururos de Bi) características de los depósitos epitermales, permiten ubicar a la manifestación Carrizal en la parte superior de la faja donde se localizan la mayoría de los depósitos de cobre porfírico (figura 31).

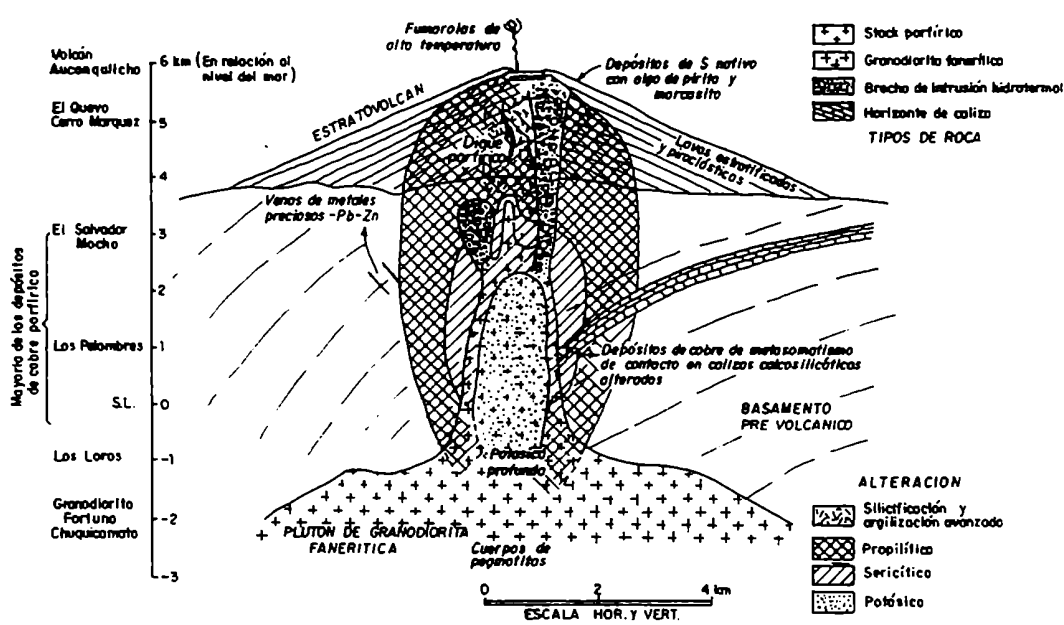


Figura 31. Sección vertical de un cobre porfírico idealizado mostrando su posición en el límite entre un ambiente plutónico y uno volcánico (Sillitoe, 1973).

Anteriormente se pensaba que las venas compuestas por escorodita, yeso y cuarzo con Au nativo (apartado 5.5.2.) habrían correspondido a una asociación de cuarzo-arsenopirita-Au de tipo mesotermal (Rubinstein, 1994). Sin embargo los análisis de fluorescencia de rayos X indican la presencia en estas venas de Bi y Sb (el Departamento de Minería de la Dirección General de Fabricaciones Militares detectó contenidos de Sb que alcanzan las 410 ppm). De esto se deduce que estas venas están compuestas principalmente por minerales ricos en As y con participación de Sb (enargita?, tetraedrita-tenantita?) y pirita y en las cuales también participan telururos de Bi (que como se dijo anteriormente éstos fueron detectados con EDAX en muestras de testigos) y cuya oxidación habría producido abundante escorodita y yeso. Los sistemas ricos en As y Sb son muy comunes en Sud América y según Norton y Knight 1977 (en Gilbert 1985) existen bases termodinámicas para explicar que la presencia de tenantita es más común en la zona superior y de menor temperatura de los pórfiros, como fue descrito en los yacimientos del Salvador y Chuquicamata.

Como ya se dijo anteriormente (apartado 5.2.) las venas mayores presentan lineamientos coincidentes con los juegos de fallas descritos en el área con los que también coincide el desarrollo de la zona de oxidación lo que implica un control estructural, al menos parcial, de la mineralización. A partir de esto se deduce que la tectónica cenozoica posterior a la mineralización sólo reactivó las estructuras preexistentes sin modificar sustancialmente el diseño de la alteración hipogénica.

Si bien como ya se dijo el U no está genéticamente vinculado al sistema la relación con los sulfuros indica que habría habido una removilización del U preexistente (ya sea de origen sedimentario o hidrotermal) durante el evento mineralizante. Las soluciones hidrotermales (producto de un sistema de circulación convectivo) ricas en CO<sub>2</sub> (principalmente por aporte de las cajas) produjeron la puesta

en solución del U de la caja y por lo tanto el U habría sido transportado principalmente como uranil monocarbonato ( $\text{UO}_2\text{CO}_3$ ) con una cantidad de  $\text{SH}_2$  en solución. Durante su ascenso por los canales de circulación, las soluciones habrían perdido presión de  $\text{CO}_2$  (por ebullición) desestabilizando al complejo y el  $\text{U}^{6+}$  se redujo a  $\text{U}^{4+}$  dando lugar a la formación de pechblenda y por lo tanto a la oxidación de las especies de sulfuros, deteniendo la precipitación de los mismos (Cuney, 1978). De esta manera la pechblenda aparecería espacialmente vinculada a los sulfuros, lo cual ha sido observado en las muestras estudiadas.

## 5.8. Evaluación preliminar de la manifestación Carrizal.

Con fines esencialmente ilustrativos, debido a el pequeño número de muestras consideradas (todas ellas de superficie) se realizó una evaluación preliminar de la manifestación Carrizal para la cual, como corresponde en este caso por el tipo de depósito, sólo se han tomado en consideración los tenores de Cu y Au (ya que hasta el momento sólo se dispone de un dato de Mo del pórfiro riolítico de la Quebrada de Volcán).

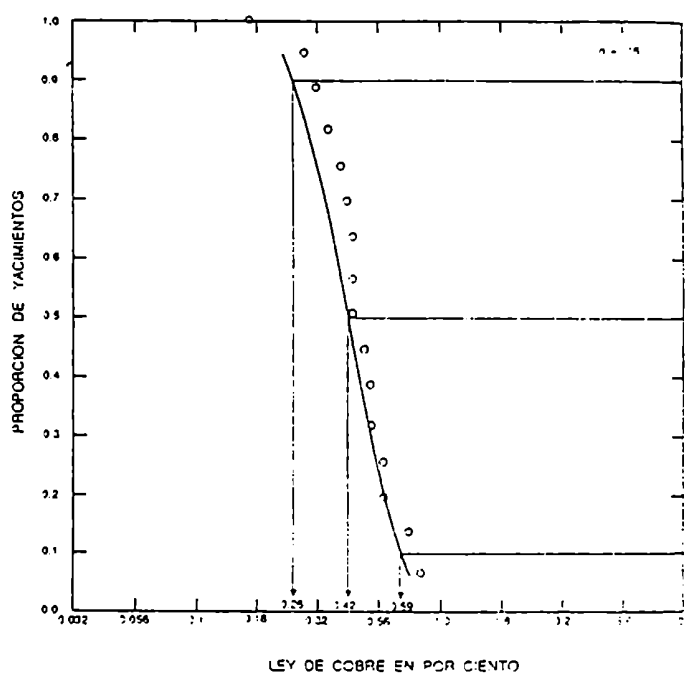


Figura 32. Curva de distribución de frecuencias para leyes de Cu en yacimientos de tipo pórfido de Cu-Mo (Cox y Donald, 1987).

Basándose en los cálculos estadísticos realizados (apartado 5.6.5.) el tenor promedio para el Cu en la zona de oxidación podría estar en el orden de las 100 ppm (en un rango entre la 80 y 129 ppm). De acuerdo a las consideraciones realizadas en el apartado 5.6.4. respecto del comportamiento del Cu fuera de la zona de oxidación, puede suponerse que el valor calculado no sufrirá modificaciones sustanciales en

Figura 33. Curva de distribución de frecuencia para leyes de Au en yacimientos de tipo pórfido de Cu-Mo (Cox y Donald, 1987).

profundidad.

La figura 32 muestra la distribución de frecuencias de las leyes de Cu de los yacimientos explotables de tipo pórfido de Cu y Mo. Como surge de la observación de la figura, el tenor promedio obtenido para la manifestación Carrizal (teniendo en cuenta que al elegir un coeficiente de confianza del 95% se ha ajustado al máximo el rango calculado para el contenido promedio) se encuentra muy por debajo del rango comprendido por la curva y por lo tanto sólo constituye una anomalía geoquímica.

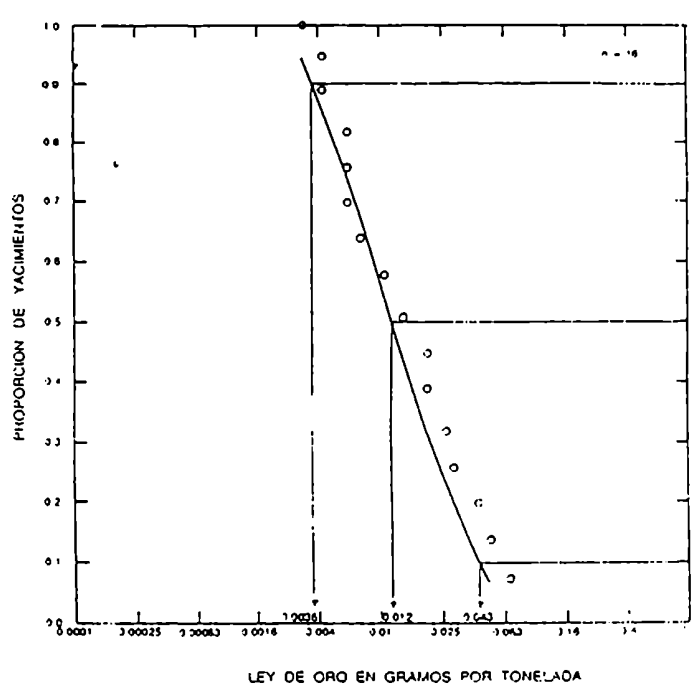


Figura 33. Curva de distribución de frecuencia para leyes de Au en yacimientos de tipo pórfido de Cu-Mo (Cox y Donald, 1987).

De acuerdo a lo que se observa en la figura 32 los valores mínimos de leyes de Au en los yacimientos de tipo pórfido de Cu y Mo se encuentran alrededor de las 0,004 gr/Tn. En el caso de la manifestación Carrizal existe una probabilidad de ocurrencia de un 74% de encontrar tenores de

ese orden (apartado 5.6.4.).

El máximo contenido de Au encontrado proviene de la veta con escorodita, siendo éste de diferente orden al de las restantes muestras con contenidos de Au detectados. Por lo tanto si tenemos en cuenta que los altos contenidos de As y Sb son más comunes en la zona superior de los pórfiros es de esperar que en profundidad estas venas con elevados tenores de Au disminuyan su frecuencia.

## 6. CERRO COLORADO

### 6.1. Antecedentes

La primera mención bibliográfica referida a la geología del Cerro Colorado y zonas aledañas corresponde a la Hoja geológica 17b, Guandacol (Furque, 1963). En la misma esta comarca queda comprendida dentro de los afloramientos correspondientes a la Formación Punilla, de edad devónica. Esta asignación es claramente errónea ya que las rocas que integran esta formación son de origen sedimentario. Sin embargo Furque (op.cit.) menciona la presencia de filones dacíticos aflorantes a unos 7 km al norte de Cerro Colorado a los que atribuye edad triásica basándose principalmente en las relaciones estratigráficas de cuerpos litológicamente similares que afloran en otras regiones de la Precordillera. Por otra parte este autor describe un conjunto de rocas volcánicas (andesitas), volcanoclásticas (brechas andesíticas) y sedimentarias el cual se localiza al noreste de los afloramientos antes descriptos. A este conjunto le da el nombre de Formación El Aspero y le atribuye edad triásica en sentido amplio.

Rubinstein (1991) describe por primera vez el conjunto de rocas volcánicas y volcanoclásticas aflorantes en la comarca de Cerro Colorado y lo ubica de forma tentativa en el Paleozoico Superior - Triásico, basándose en las relaciones estratigráficas observadas y en las características litológicas de las rocas que integran la secuencia.

A escala regional existen otras menciones de volcanitas permo-triásicas en el sector sur de la provincia de San Juan y norte de Mendoza en el ámbito de Cordillera Frontal y Precordillera. Mirré (1966) describe al sudoeste de Barreal una secuencia de esta edad integrada por vitrófiros, ignimbritas, brechas, riolitas y tobas a la que divide en varios miembros y le da el nombre de Formación Horcajo.



Quartino (1969) describe al oeste de Calingasta un conjunto de volcanitas y piroclastitas a las que les atribuye de forma tentativa una edad carbónica - pérmica, cuyos términos inferiores son de composición riolítica en tanto que los superiores son andesíticos y basálticos.

Por su parte Coira y Koukharsky (1976) citan en la Cordillera del Tigre afloramientos pertenecientes al Grupo Choiyoi en los que distinguen una sección inferior andesítica (Formación Portezuelo del Cenizo) y una superior riolítico-ignimbrítica (Formación Arroyo del Tigre) y correlacionan esta última con la Formación Horcajo, que se encuentra más al norte.

También en el flanco oriental de la Cordillera del Tigre pero al sur de los afloramientos descriptos Cortés (1985), menciona la presencia de volcanitas del Grupo Choiyoi las que poseen composición mesosilísica en los términos inferiores (Formación Portezuelo del Cenizo) y ácida en su parte media y cuspidal (Formación Tambillos y Formación Horcajos).

En el ámbito de la Precordillera occidental de la provincia de Mendoza (localidad de Uspallata) Cortés (op.cit.) describe una secuencia volcánico-sedimentaria de edad pérmica que asigna a la Formación Tambillos. Dentro de la sección sedimentaria (Miembro Chiquero) se intercalan ignimbritas riolíticas y tufitas (Miembro Punta de Agua).

Al oeste de la Cordillera del Tigre y al norte de Calingasta, Caballé (1986 y 1990) hace una detallada descripción del Grupo Choiyoi al que divide en seis formaciones las que constituyen dos secuencias superpuestas separadas por una discordancia suavemente angular producida por un evento tectónico intra - Choiyoi. Ambas secuencias se inician con rocas de composición andesítica y evolucionan a riolitas. Esa recurrencia composicional corrobora las observaciones realizadas anteriormente por Quartino (1969).

Sessarego (1988) cita al oeste de la Cordillera del Tigre la presencia de mantos lávicos, ignimbritas, tobas, un pórfiro riolítico y escasas rocas epiclásticas de edades permo-triásicas.

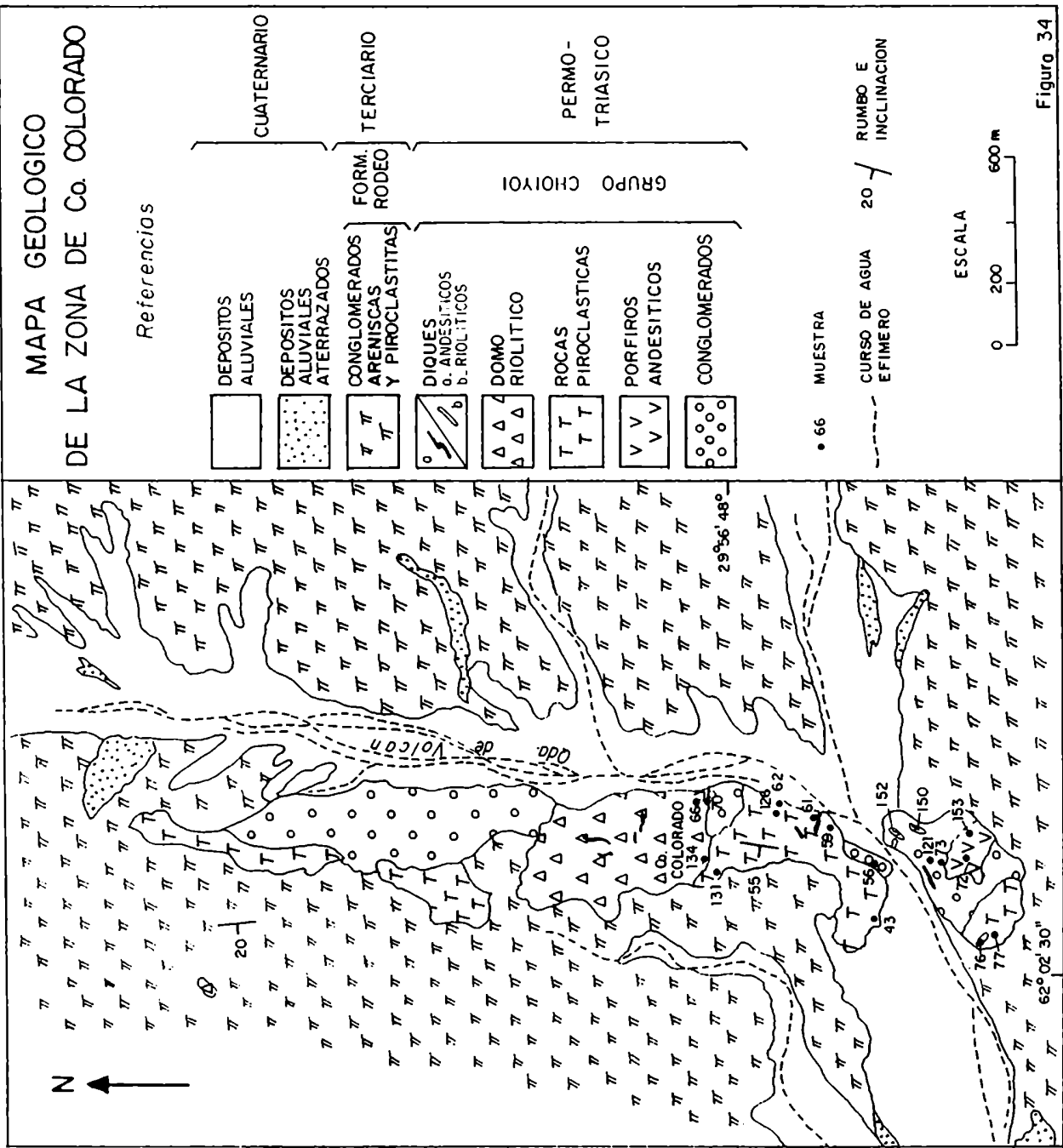


Figura 34

## 6.2. Estratigrafía

### 6.2.1. Introducción

En el Cerro Colorado y zonas aledañas aflora un complejo volcánico que el cual constituye un centro efusivo fuertemente denudado. Los afloramientos de este complejo abarcan una superficie aproximada de 0,5 km<sup>2</sup>.

La secuencia está compuesta en su base por un conglomerado polimíctico bien estratificado -cuya base no aflora- en el que se intercala una colada andesítica y hacia su techo un paquete de tobas aglomerádicas. Un conjunto de apófisis de composición andesítica a dacítica intruye a estos depósitos conglomerádicos. Por encima de los depósitos sedimentarios se encuentra un paquete de areniscas conglomerádicas moradas bien estratificadas sobre las que se apoyan potentes depósitos de rocas piroclásticas compuesto por tobas aglomerádicas y brechas. Sobreyaciendo a las piroclastitas se encuentra un domo lávico riolítico. Diques andesíticos y riolíticos atraviesan la secuencia piroclástica.

Sobreyaciendo a este complejo volcánico se encuentran depósitos piroclásticos terciarios pertenecientes a la Formación Rodeo (descrita en el apartado 5.3.), en la que participa material proveniente del complejo volcánico.

Sobre la base de una datación K/Ar realizada sobre el domo riolítico (apartado 6.2.3.) y las relaciones existentes entre las distintas unidades litológicas aflorantes en el área, se propone para la zona de Cerro Colorado la estratigrafía que se presenta en el cuadro 2. La posición estratigráfica de los pórfiros andesíticos no está claramente definida y sólo puede asegurarse que son posteriores a los conglomerados. Basándose en la similitud existente entre la composición modal y la asociación de minerales de alteración de estos cuerpos las de las andesitas de la sección inferior

del Grupo Choiyoi descriptas por Sato y LLambías (1993), se las ha ubicado tentativamente dentro de la sección basal del grupo Choiyoi.

PERIODO	LITOLOGIA	UNIDAD
CUATERNARIO	Depósitos aluviales Depósitos aluviales aterrazados	
TERCIARIO	Conglomerados, areniscas y piroclastitas	FORMACION RODEO (Furque, 1979)
PERMICO INF. - TRIASICO INF.	diques riolíticos y andesíticos  Domo riolítico lávico  Depósitos de flujo piroclástico Depósitos de caída pliniana  Conglomerados  Depósitos de caída pliniana  Conglomerados pórfiros y colada andesítica	GRUPO CHOIYOI (Stipanovic et al, 1968)

Cuadro 2. Estratigrafía de la zona de Cerro Colorado.

6.2.2. Descripción de los afloramientos

Grupo Choiyoi (Stipanovic et al., 1968)

Se designa con esta denominación a la secuencia de edad permo-triásica constituida por rocas sedimentarias, volcanoclásticas, volcánicas y piroclásticas aflorantes en el

Cerro Colorado y zonas aledañas (figura 34).

#### Conglomerado polimíctico

La secuencia se inicia con un conglomerado polimíctico cuya base no aflora. Este es de color gris verdoso, muy coherente y presenta una estratificación grosera que se hace más definida hacia el techo del paquete, conformando bancos de entre 1 y 3 m de potencia (fotografía 17). Los bancos constituyen secuencias cuya tendencia general es granodecreciente.



Fotografía 17. Vista del conglomerado polimíctico con intercalación de un banco de tobas.

El conglomerado está compuesto por aproximadamente un 40 % de clastos, los que alcanzan 30 cm en su dimensión mayor. Estos presentan bajo a moderado grado de redondeamiento, siendo los más abundantes los de areniscas medias de color gris. En menor proporción se observan clastos de areniscas conglomerádicas grises, de lutitas negras muy finas y de

dacitas con fenocristales de plagioclasa isorientados y con cristales de cuarzo; son escasos los clastos de composición riolítica y los de cuarzo lechoso (estos últimos redondeados). La matriz (M73 próxima al pófiro andesítico y M121 aproximadamente a 50 m del contacto) es sabulítica y está compuesta por fragmentos líticos, principalmente de sedimentitas y en menor proporción de metamorfitas y volcanitas y por cristaloclastos de cuarzo y en menor proporción de feldespatos. Esta presenta profusa alteración biotítica y escasa carbonatización.

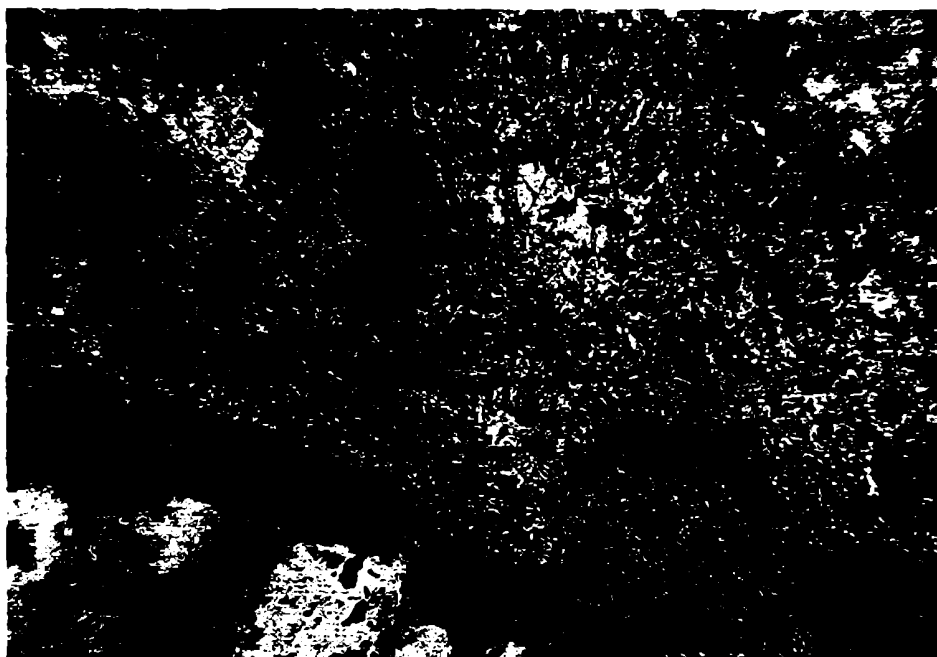
Al ascender en la secuencia se observa que se intercala un paquete de bancos conglomerádicos con participación volcánica en la matriz y mayor participación de clastos de origen volcánico de color gris rosado (ocasionalmente con profusa silicificación). Hacia el techo del paquete se intercala un banco de toba. El paquete de conglomerados se encuentra plegado y su eje presenta rumbo N 60°E.

#### Colada andesítica

Intercalado en los conglomerados polimícticos se encuentra un cuerpo de composición andesítica con rumbo N 60° E y potencia variable alcanzando un espesor máximo de 5 m. Este se encuentra fuertemente disturbado y presenta coloración rosada con un tinte verdoso producto de la alteración. Posee disyunción columnar bien desarrollada, la cual es el resultado de la contracción producida por el enfriamiento.

Esta volcánica es concordante con la estratificación de la roca sedimentaria que lo aloja, por lo que podría tratarse de una colada o un filón capa. Debido a que en el contacto con la volcanita el conglomerado suprayacente presenta abundantes clastos (muchos de los cuales alcanzan el tamaño de bloques) litológicamente similares al cuerpo de andesita y por otra parte no presenta fenómenos de contacto, es probable que se trate de una colada fuertemente compactada.

Microscópicamente la roca presenta textura amigdaloides y porfírica, composición andesítica y alteración propilítica moderada (M56). Su textura es vesicular y porfírica y está compuesta por fenocristales de plagioclasa y escasos máficos muy alterados inmersos en una pasta de textura intersertal (fotografía 18), constituida principalmente por plagioclasa y clorita y en la que también se encuentra abundante magnetita (M56c).



Fotografía 18 . Microfotografía con luz polarizada de colada andesítica (M56) mostrando el aspecto general del mismo. Nótese la textura intersertal de la pasta.

#### Pórfiros mesosilícicos

Intruyendo a los conglomerados polimícticos se observa un conjunto de intrusivos de composición mesosilícica que afloran en la margen derecha de la Quebrada de Volcán. En la figura 34 sólo aparece el cuerpo más austral ya que los restantes no pudieron ser representados por razones de escala.

El cuerpo más septentrional aflora en la desembocadura de una pequeña quebradita afluente de la de Volcán, y está

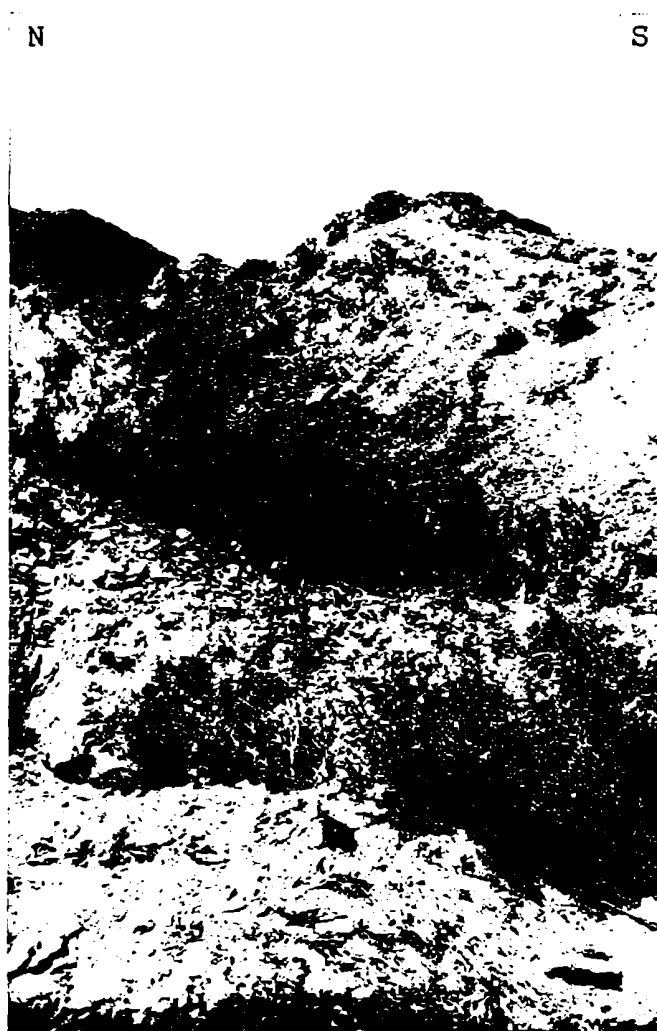


compuesto por dos apófisis de similar litología que aparentemente constituyen un único cuerpo cuyas dimensiones son de aproximadamente 10 x 15m. La roca presenta textura afírica y color gris con un suave tinte verdoso. Pudieron distinguirse en ella escasos fenocristales de cuarzo de hasta 1 mm. Aguas arriba de la quebradita aflora otra apófisis de este mismo cuerpo. Esta se encuentra en contacto con un dique ácido milonitizado (descripto bajo el título Diques riolíticos) que aparentemente sería posterior a esta apófisis como lo indicaría su aspecto más fresco y su diaclasamiento más espaciado y regular. Microscópicamente (M152) se observa que posee textura porfírica y profusa propilitización y argilización y está compuesta por fenocristales de plagioclasa y en menor proporción de cuarzo y anfíboles inmersos en una pasta de textura intersertal constituida mayoritariamente por plagioclasa acompañada de anfíbol y escaso cuarzo.

Hacia el sur, aflora otro cuerpo de aproximadamente 40 m de largo y un ancho de entre 10 y 15 m. Posee diaclasamiento subvertical irregular con espaciamiento que oscila entre 1 y 15 cm el cual aparenta ser paralelo al borde. La roca es de color anaranjado, textura afanítica y está compuesta por feldespatos castaño-rojizos de hasta 2.5 mm de largo. Se observan pseudomorfos de un mineral prismático de hasta 3 mm de largo formados por finos agregados de carbonatos teñidos por limonitas ocreas. En el contacto con los conglomerados produce fenómenos de decoloración. El estudio microscópico muestra que la roca (M150) es de composición andesítica y posee argilización profusa. Posee textura glomeroporfírica y está compuesta por fenocristales de plagioclasa albitizados y argilizados y escasos minerales máficos que corresponden a anfíboles los que se encuentran completamente reemplazados principalmente por óxidos de hierro y carbonatos. La pasta tiene textura microgranosa y está compuesta principalmente por plagioclasa acompañada de feldespato alcalino y cuarzo.

Aguas abajo de la quebrada y aproximadamente a 1 km de

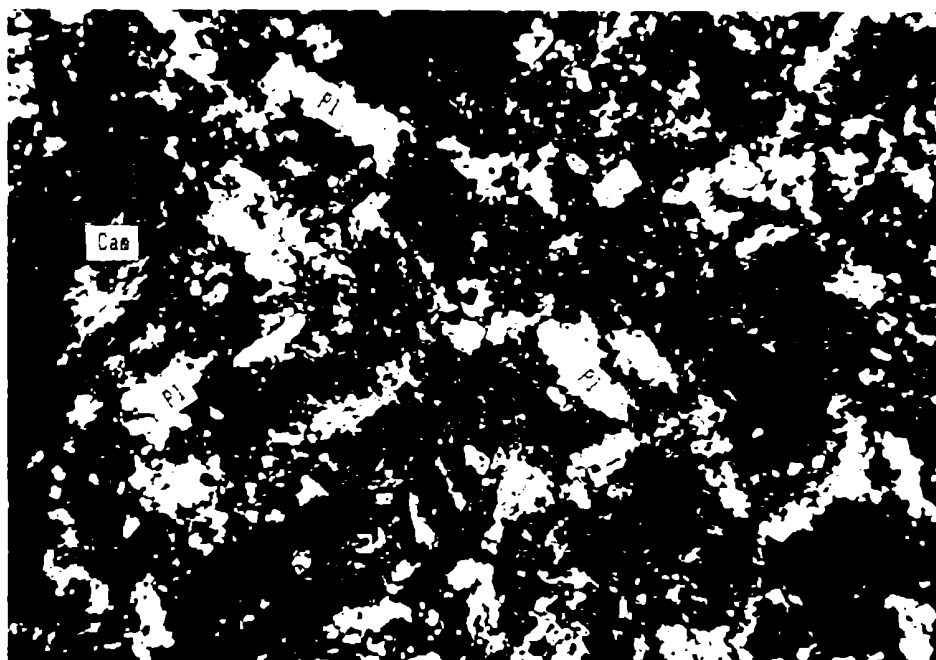
los cuerpos descriptos precedentemente aflora un pórfiro de aproximadamente 200 x 200 m de área (figura 34) con alteración propilítica moderada a intensa, el cual está constituido por varias apófisis que intruyen a los conglomerados polimícticos, produciéndoles fenómenos de contacto muy localizados que serían los responsables de la intensa biotitización (M73 y M121) que éstos presentan. Posee diaclasamiento en tres direcciones que produce disyunción en bloques (fotografía 19).



Fotografía 19: Vista del pórfiro andesítico austral mostrando la disyunción en bloque.

La roca es de color gris rosado y presenta textura porfírica. En ella se observan fenocristales de plagioclasa y de máficos alterados principalmente a clorita acompañada de

opacos y epidoto. La pasta es de color gris y su textura es afanítica. Hacia el borde sur este cuerpo aparece afectado por la alteración que cambia el color de la pasta a rosado y las plagioclasas poseen color naranja rosado, probablemente por efecto de la albitización.



Fotografía 20. Microfotografía con luz polarizada (M72) mostrando un fenocristal de anfíbol y la pasta con textura felsítica en la que se observan inmersos microlitos subhedrales de plagioclasa (100 aumentos).

Microscópicamente se observa que la roca (M72 y M153) tiene composición lacítica y textura porfírica. Está compuesta por fenocristales de plagioclasa parcialmente albitizados; los minerales máficos (anfíboles) son menos abundantes y están totalmente reemplazados principalmente por clorita, epidoto y opacos. La pasta presenta textura microgranosa fina y está compuesta por cuarzo y feldespato alcalino; en ella se encuentran inmersos microlitos de plagioclasa (fotografía 20).

Las observaciones petrográficas realizadas sobre el pórfiro austral y el pórfiro que se encuentra al norte de aquel permiten concluir que ambos cuerpos poseen composiciones modales semejantes.

## Depósitos piroclásticos

Los depósitos piroclásticos constituyen mantos de color rojo amarillento los cuales presentan un rumbo general N°10 E y su inclinación es de 55° al O. Estos afloran al norte (afloramientos septentrionales) y al sur (afloramientos australes) de la Quebrada del Volcán, constituyendo un afloramiento elongado en dirección norte-sur (figura 34).

### *Afloramientos septentrionales*

Los depósitos piroclásticos que se encuentran al norte de la Quebrada de Volcán constituyen un potente paquete el cual presenta diaclasas subverticales de espaciamiento irregular en cuyas superficies se ha producido depositación de óxidos de manganeso. Dentro de este paquete pueden diferenciarse tres secciones: inferior, media y superior.

### Sección inferior

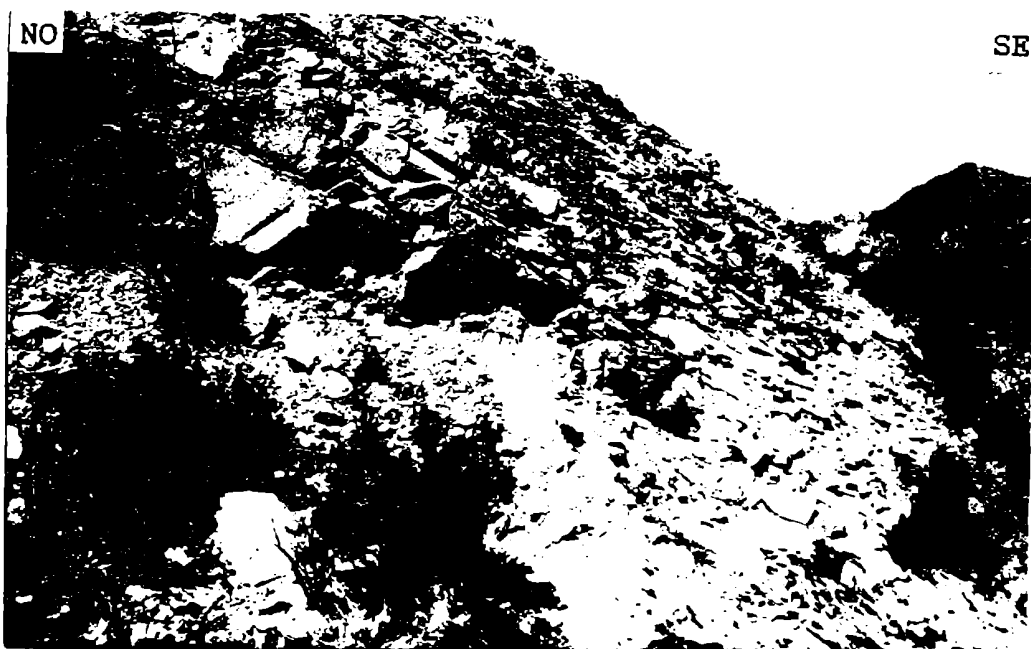
Esta sección aflora en el sector sur y occidental del Cerro Colorado. Su espesor es de aproximadamente 10 m y se compone de una alternancia de lapillitas finas y gruesas; este paquete está intercalado en la secuencia de conglomerados polimícticos. Los niveles más gruesos tienen potencias de entre 0.5 y 3 m y su color es rojo en tanto que los más finos son de color blanco amarillento, poseen partición en lájas y sus espesores oscilan entre 20 y 30 cm.

La observación microscópica muestra que los niveles más finos corresponden a una lapillita de composición dacítica con moderada silicificación y sericitización (M43). Esta está compuesta por líticos sedimentarios (de variado origen), volcánicos y de rocas piroclásticas. La fracción cristalina está constituida principalmente por cuarzo y en menor proporción por plagioclasa. La matriz es cuarzo-feldespática,

de textura felsítica y en la <sup>que</sup> se distinguen fantasmas de trizas.

Todo el paquete que integra esta sección contiene entre un 5 y un 20% de fragmentos líticos que no superan el centímetro en las lapillitas finas y los 5 cm en las gruesas y corresponden a vitroclastos y en menor proporción volcanitas y sedimentitas. Las unidades no presentan internamente ningún tipo de gradación.

La partición en lajas (fotografía 21) es el resultado de una estratificación planar interna, consecuencia de que la erupción no fue continua si no que ha tenido lugar en pulsos. Este tipo de estratificación sólo se da en las proximidades de la fuente en depósitos de caída pliniana, ya que al alejarse de ella el material tiende a mezclarse por acción del viento (Cas y Wright, 1987). Esta sección corresponde de acuerdo a sus características petrográficas a depósitos de brecha de caída pliniana proximales respecto de la boca de emisión (Cas y Wright, op.cit.).



Fotografía 21. Detalle de las tobas aglomerádicas mostrando la conspicua partición en lajas.

## Sección Media

Esta sección aflora en el sector oriental del Cerro Colorado y se inicia con aproximadamente 3 m de una brecha piroclástica de color amarillo rojizo, la que está en contacto neto con el conglomerado polimíctico en el cual ha producido fenómenos de decoloración. Presenta marcada laminación en láminas de entre 1 y 10 cm de espesor. Está compuesta por 10 % de clastos (volcánicos y sedimentarios) sin orientación preferencial, observándose que en la base los clastos de origen sedimentario (areniscas) alcanzan hasta 20 cm de longitud; los de origen volcánico tienen una composición muy similar a la matriz y su tamaño no supera los 5 cm. En la parte superior de esta sección (de aproximadamente 4 m de espesor) la roca se torna blanco amarillenta y la laminación se va haciendo más difusa y espaciada a medida que se asciende en el paquete alcanzando las láminas espesores de hasta 30 cm, observándose de manera general una disminución en el contenido de clastos y en el tamaño de los mismos respecto de la base. Todo el paquete posee un rumbo N 10° E e inclina 55 al E.

Microscópicamente (M62) se observa que la roca que compone la parte superior de la secuencia, está compuesta por cristaloclastos de cuarzo y de plagioclasa, fragmentos pumíceos desvitrificados, escasos fragmentos líticos de volcanitas, y muy escasos de sedimentitas. La matriz está constituida por un intercrecimiento felsítico de cuarzo y feldespatos alcalinos.

Los depósitos de esta sección también corresponden a brechas piroclásticas de caída pliniana proximal. La interrupción de la actividad volcánica, puesta de manifiesto por la intercalación de bancos de origen sedimentario puede ser el resultado de un colapso en la boca de emisión. Al reanudarse la actividad volcánica, el nivel inferior de la secuencia aparece enriquecido en fragmentos líticos, ya que éstos, que obturaban la boca de emisión, fueron removidos al

reiniciarse el evento explosivo.

#### Sección superior

Esta sección yace en contacto neto con la sección media y constituye una escarpada pared de aproximadamente 30 m de potencia compuesta por depósitos piroclásticos de aspecto masivo y color blanco amarillento en cuya base se encuentran fragmentos de tobas con laminación muy marcada las que en algunos casos llegan a constituir verdaderos bloques de hasta 0,50 m de longitud en su dimensión mayor. También se encontraron clastos subredondeados de composición andesítica. Los fragmentos líticos se disponen de forma caótica en una matriz lapillítica en la que se observa un bandeamiento apenas insinuado sólo visible a nivel mesoscópico.

Microscópicamente se observa que la matriz (M126) está constituida por una lapillita de composición fenodacítica y textura bandeada, compuesta por escasísimos cristaloclastos de plagioclasa inmersos en una matriz de textura microgranosa (con fantasmas de trizas) y composición cuarzo-feldespática con escasa participación de microlitos de plagioclasa.

El aspecto masivo y la potencia de este depósito permiten suponer en principio, que se trata de un depósito de flujo piroclástico en cuya base se encuentran brechas co-ignimbríticas, las cuales corresponden a depósitos proximales caracterizados por la presencia de grandes fragmentos líticos de distribución caótica inmersos en una matriz ignimbrítica (Cas y Wright, 1987). La presencia de clastos de tobas aglomerádicas laminadas, podría estar indicando la expansión de la boca de emisión o la apertura de una nueva generando la re-erupción de los depósitos de caída.

La falta de información de los niveles superiores de esta sección (debido a su inaccesibilidad, ya que sólo puede alcanzarse el contacto con los depósitos de caída

infrayacentes , no permite arribar a definiciones más precisas sobre su génesis.



#### *Afloramientos australes*

Los depósitos piroclásticos que afloran al sur de la Quebrada de Volcán conforman un paquete de aproximadamente 30 m de espesor de aspecto masivo y coloración amarillo ocre con un suave tinte rojizo que se apoya concordantemente sobre los conglomerado polimicticos.

Los fragmentos líticos accesorios (principalmente volcanitas y en menor proporción sedimentitas) constituyen el 20% del depósito en su parte basal y disminuyen a un 5% en la parte más alta del mismo. Son escasos los fragmentos juveniles. También se observa una disminución en el tamaño de los líticos accesorios desde 30 cm (escasos sólo restringidos al área de contacto) a tamaños inferiores al



centímetro al ascender en la secuencia, lo que indica una incipiente gradación normal.

Microscópicamente (M77) se observa que la roca está compuesta por cristaloclastos de cuarzo, de plagioclasa, y en menor proporción de feldespato alcalino peritítico. Dentro de los litoclastos los más abundantes corresponden a volcanitas y en menor proporción a sedimentitas y piroclastitas. La matriz está compuesta por un fino agregado felsítico.

Tanto el importante espesor de estos afloramientos como la estructura masiva que presentan debida a la ausencia de estratificación, permiten suponer en principio que corresponde a un depósito de flujo piroclástico. La gradación directa de los clastos líticos es común en los depósitos de flujos de pumicitas (Cas y Wright, 1987), en tanto que la presencia de gradación inversa de los fragmentos pumíceos, característica de este tipo de depósitos, puede eventualmente, como ocurre en este caso particular, estar ausente (Cas y Wright, op.cit.).

#### Depósitos de rocas epiclásticas

Por debajo de la sección media de los depósitos de rocas piroclásticas (y aparentemente por encima de la sección inferior), aflora un paquete de areniscas conglomerádicas moradas con buen desarrollo de la estratificación y presencia de lentes conglomerádicas de hasta 2 m de espesor. Los bancos presentan aspecto masivo y no se observa orientación preferencial de los clastos. Estos depósitos alcanzan espesores de hasta 40 m siendo muy irregular su distribución en el área.

Los clastos mayores alcanzan los 10 cm de longitud y corresponden en su mayoría a wackes y sólo algunos pocos a volcanitas mesosilícicas. Dentro de las lentes los clastos presentan la misma composición pero llegan a tener hasta 30 cm de longitud.

Microscópicamente (M59 y M131) se observa que la roca es una arenita lítica volcánica y está compuesta principalmente por vitroclastos desvitrificados, y en menor proporción por fragmentos líticos de volcanitas de variada composición, cristaloclastos de cuarzo y de plagioclasa; todos los individuos que componen la fracción clástica presentan bajo grado de redondeamiento. La matriz es muy escasa, y está constituida por un fino agregado cuarzo-feldespático. Es profusa la impregnación con limonitas rojas que en algunos sectores llegan a constituir verdaderos mosaicos.

La irregular distribución de los depósitos permite pensar que los mismos rellenaron una topografía labrada en los conglomerados infrayacentes. Su composición, predominantemente volcánica, y el escaso transporte que han sufrido sus componentes, indica que se trata de depósitos muy próximos al centro de emisión. La presencia de lentes indica que ha participado en su génesis un flujo de tipo tractivo (cuyo agente de transporte ha sido el agua) que dió lugar a la formación de estructuras de corte y relleno, en tanto que a estratificación planar en bancos masivos podría corresponder a un alto régimen de flujo, indican que podría haber sido originado por un flujo de torrente fluvial (Cas y Wright, 1987) probablemente correspondiente a las cabeceras de un curso anastomosado. Este flujo de alta energía habría provocado el lavado de la fracción fina, produciendo un depósito más seleccionado.

#### Domo riolítico

En la margen izquierda de la Quebrada de Volcán, constituyendo el sector oriental del Cerro Colorado, aflora una volcanita de composición riolítica que constituye un cuerpo elongado en dirección N-S, cuya planta posee un área aproximada de 0.2 km<sup>2</sup> y su color es rojo intenso como consecuencia de la tinción limonítica (figura 34). Este presenta contacto neto con el conglomerado polimíctico en su

borde austral (fotografía 22) y en su interior se observan inclusiones de rocas andesíticas. Se interpreta a este cuerpo como un domo riolítico.

El estudio microscópico de una muestra proveniente de la riolita (M66) muestra que posee textura porfírica y bandeada (el bandeamiento es difuso) y está compuesta por fenocristales de plagioclasa albitizados y escasos fenocristales de biotita reemplazados por mica blanca y opacos. La pasta tiene textura microgranosa (con evidencias de desvitrificación lenta) y está compuesta por cuarzo y feldespato. Posee carbonatización y silicificación moderadas.

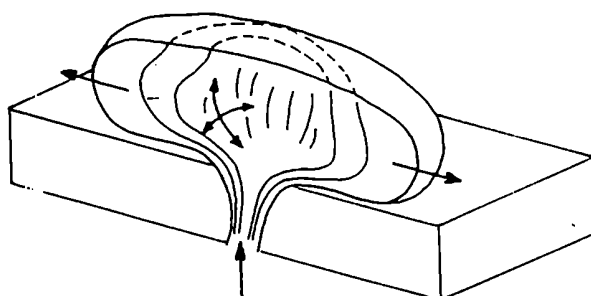
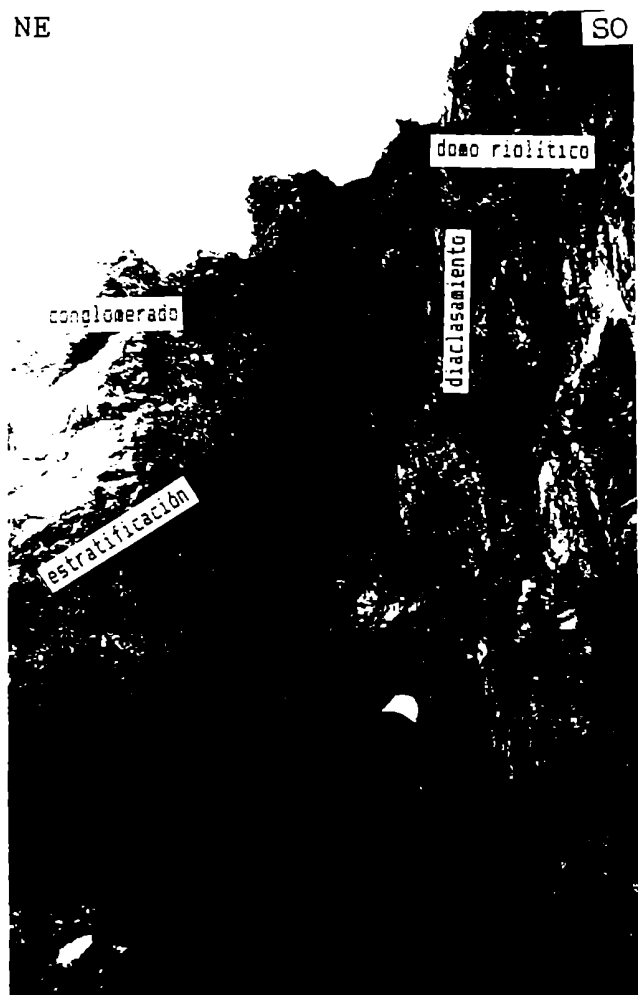


Figura 35. Sección transversal en tres dimensiones mostrando el crecimiento de un domo riolítico que genera la estructura tipo ramp (Richardson, 1978, en Cas y Wright, 1987).

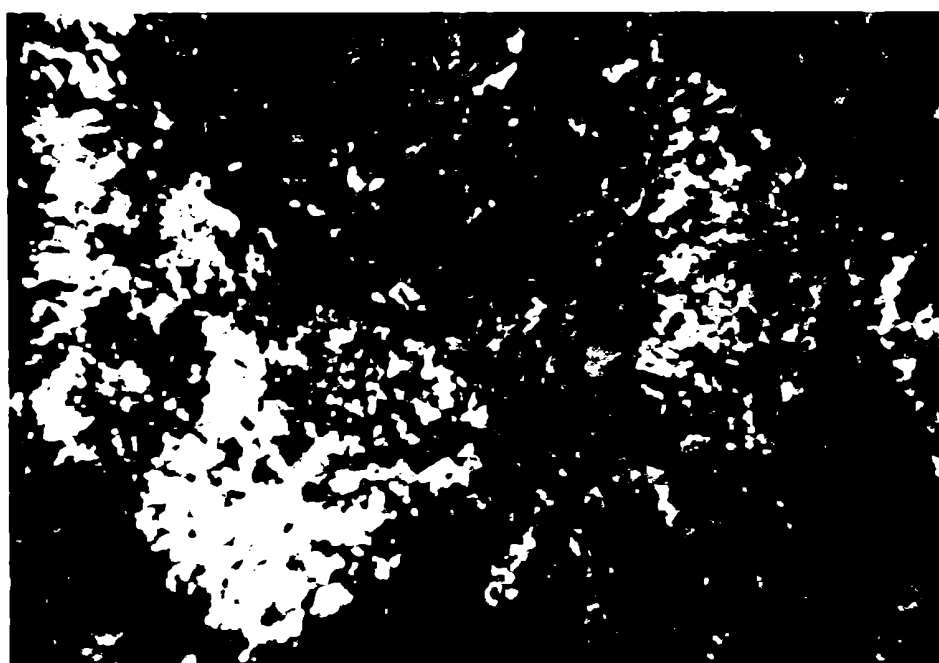
El borde oriental del domo constituye una escarpada pared en la que se observa un marcado diaclasamiento en dos direcciones: uno de rumbo N 70° O y el otro de rumbo N 50° E, ambos subverticales. Este segundo juego de diaclasas (fotografía 23), paralelo al contacto entre la riolita y el conglomerado y de regular espaciamiento, es probable que corresponda a fracturas de crecimiento, las que serían la expresión de una estructura tipo "ramp" producida por inyecciones sucesivas de lava en un domo en crecimiento (figura 35) lo cual desarrolla los planos de cizalla que caracterizan a esta estructura (Cas y Wright, 1987). En la base del domo los planos de cizalla se desarrollan paralelos al contacto con el sustrato como resultado de la dirección de flujo de la lava.



Fotografía 23. Contacto entre el domo riolítico y la caja sedimentaria. Nótese el fracturamiento aproximadamente paralelo al borde del cuerpo.

El contacto entre el domo riolítico y la caja sedimentaria es de tipo discordante (fotografía 23) y en el se desarrolla una brecha basal (M70) de aproximadamente un metro de espesor que habría sido soldada por la acción térmica producida por el domo lo que le otorga un aspecto texturalmente semejante al de una roca piroclástica (Sparks et al., 1993). Esta se encuentra profusamente reemplazada por clorita. En el borde occidental del cuerpo también se observa la brecha basal compuesta por clastos de riolita y fragmentos pumíceos. Esta tiene aproximadamente 6 m de

potencia y presenta un diaclasamiento de dirección norte-sur que inclina 25° al Oeste. En este sector las características petrográficas son similares a las del borde oriental pero difiere en el grado de alteración, la presencia de textura bandeada y la falta de evidencias de desvitrificación lenta (M134).



Una muestra proveniente de la parte más alta del domo riolítico permite ver que está constituido por una brecha volcánica. Microscópicamente (M71) está compuesta por clastos de riolita con textura porfírica y pasta esferulítica los cuales están cementados por una pasta de textura esferulítica en la cual se observan pequeños microlitos esqueléticos de plagioclasa y opacos. Presenta moderada carbonatización y silicificación intensa (fotografía 24). Esta textura brechosa sería el resultado de un proceso de fragmentación por flujo (autobrechamiento). El proceso de autobrechamiento se produce cuando la corteza congelada de una lava es movida por acción del flujo continuo interno de la lava lo cual produce la

fragmentación de la misma pudiendo los fragmentos formados encontrarse encerrados dentro del magma no fragmentado (Cas y Wright, 1987).

La presencia de potentes niveles de brecha basal y de fragmentación por flujo permiten suponer que se trata de un domo riolítico extrusivo.

### Diques

El conjunto de diques aflorantes en la zona está caracterizado por presentar una composición marcadamente bimodal, predominando los diques de composición andesítica sobre los de composición riolítica los cuales son muy escasos.

Los diques andesíticos, de color gris oscuro (fotografía 20), se encuentran intruyendo a los depósitos de rocas piroclásticas y al domo riolítico con una distribución aproximadamente radial. Estos cuerpos presentan disposición subvertical y sus espesores oscilan entre 10 cm y 5 m. Presentan disyunción columnar poco marcada y sus corridas son muy irregulares (probablemente se encuentren disturbados por la acción de la tectónica). Mesoscópicamente se observa que poseen textura porfírica y vesicular y composición fenoandesítica. El color es rosado en superficie fresca y negro por formación de pátinas limoníticas en las superficies de diaclasamiento.

Microscópicamente se observa que la roca (M61) tiene composición andesítica, posee textura glomeroporfírica y está compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasa sericitizados y argilizados y minerales máficos (piroxenos?) completamente reemplazados por carbonatos, opacos y clorita. La pasta posee textura pilotáxica y está compuesta por microlitos de plagioclasa y escaso cuarzo intersticial.

Se han reconocido en el área sólo dos diques de

composición riolítica cuyo rumbo es aproximadamente este-oeste. El dique más septentrional aflora en la margen derecha de la quebrada e intruye al conglomerado polimíctico no pudiendo estimarse su espesor debido a que uno de sus bordes no aflora. Un rasgo sobresaliente de este cuerpo es el marcado bandeamiento por orientación mineralógica que desarrolla en la proximidad del contacto con la caja. Este bandeamiento es el resultado del desarrollo de un flujo laminar producido en una zona de cizalla ubicada entre las paredes de la caja y el flujo tipo tapón (figura 36). El dique más austral también aflora en la margen derecha de la quebrada, cortando al paquete de tobas allí aflorante. Este presenta un espesor variable.

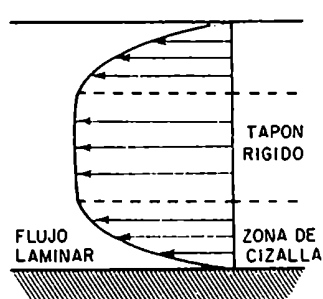


Figura 36. Vista en planta de un perfil de velocidad para un flujo tipo Bingham. la longitud de las flechas es proporcional a la velocidad de flujo (Johnson, 1970, en Cas y Wright, 1987).

Microscópicamente se observa que la roca que constituye el segundo dique (M76) presenta textura glomeroporfírica y está compuesta por fenocristales de plagioclasa con profusa argilización. La pasta tiene textura felsítica y está compuesta principalmente por feldespato potásico y en menor proporción por cuarzo.

### 6.2.3. Edad

Este complejo volcánico está cubierto por la Formación Rodeo, de edad Miocena superior (Beer, 1987) la que se encuentra plegada y cubriendo parcialmente los depósitos descriptos y sobre la cual se encuentran labrados depósitos

aluviales aterrazados.

Para acotar la edad de este complejo se realizó una datación radimétrica por el método K/Ar sobre roca total de una muestra proveniente del domo riolítico (M66), cuyos resultados se reproducen en la tabla 15.

Contenido de Potasio:	2.92
Concentración K-40:	8.716 * E-08 mol/g
Concentración Ar-40 Rad.:	14.46 * E-10 mol/g
Ar-40 atmosférico:	15.6 %
Error porcentual de la edad	6.8 %
Edad:	265 ± 18.0 Ma.

Tabla 15. Datos analíticos de datación radimétrica por el método K/Ar para la riolita de Cerro Colorado.

A la luz de los resultados obtenidos puede decirse que el complejo volcánico estaría estratigráficamente ubicado entre el Pérmico inferior y el Triásico inferior (IUGS, 1989) (Rubinstein y Koukharsky, en prensa) y por lo tanto es correlacionable con el Grupo Choiyoi, aflorante tanto en Cordillera Frontal como en Precordillera (LLambías et al., 1993). Sato y LLambías (1993) obtuvieron para rocas pertenecientes a la sección superior riolítica del Grupo Choiyoi aflorante en Cordillera Frontal una edad de  $247.6 \pm 3$  Ma. Shaw et al. (1990) obtuvieron también por el método de isocrona una edad de  $256 \pm 6$  para ignimbritas andesíticas y diques asociados del Grupo Choiyoi dentro del área de Cordillera Frontal (LLambías et al., 1990).



### 6.3. Geoquímica

Sobre un conjunto seleccionado de muestras provenientes de algunas de las unidades reconocidas en el área de Cerro Colorado se realizaron análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, con el método de inducción por plasma (ICP) utilizando fusión con metaborato de Na. Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 16. La muestra 61 fue analizada no obteniéndose resultados acordes a su composición modal lo cual puede deberse a la presencia de sulfuros que en este método producen interferencias en las lecturas. Por este motivo se repitieron los análisis de elementos mayoritarios de la muestra 61 en el Laboratorio de Análisis Químicos del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires utilizando en este caso métodos analíticos cuantitativos por vía húmeda.

%	(56)122 andesita	(128)66 riolita	153 lacita	(127)62 toba	132 traquidacita	61* andesita
SiO <sub>2</sub>	51.95	75.72	58.33	72.25	62.21	54.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.60	13.56	16.49	13.43	17.31	16.77
TiO <sub>2</sub>	1.17	0.12	0.66	0.19	0.7	0.91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.09	0.28	0.05	0.32	0.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sub>t</sub>	9.25	1.25	5.68	1.48	4.51	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						6.35
FeO						0.54
Na <sub>2</sub> O	3.78	3.91	4.11	3.53	4.72	4.40
K <sub>2</sub> O	1.85	3.57	2.39	3.06	3.15	3.50
CaO	5.22	1.42	4	2.58	3.89	4.90
MgO	4.16	0.22	2.08	0.44	0.53	0.66
MnO	0.08	0.05	0.06	0.12	0.16	0.33
LOI	2.74	1.90	2.73	3.67	3.17	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>						5.70
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>						0.62
ppm						
Ba	480	1060	1070	470	1170	
Be	2	<.1	2	<.01	3	
Sr	365	146	715	98	455	
V	205	5	106	14	82	

Tabla 16. Análisis de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas de las volcanitas de Cerro Colorado (LOI: pérdida por calcinación a 925°C). Muestra 61\* analizada por método de absorción atómica. Los números de las muestras se corresponden con los del apartado 6.2.2. (M132 corresponde a la base del domo).

La tabla 17 muestra algunos parámetros petrológicos y la composición normativa calculada utilizando la norma CIPW en base anhidra para el conjunto de muestras cuya composición química se presenta en la tabla 16.

	122	(128)66	153	(127)62	132	61
Q	4.39	35.76	13.48	34.57	13.50	6.97
Or	11.65	21.14	15.08	18.64	19.16	22.18
Ab	34.10	33.15	37.12	30.79	41.10	39.93
An	24.37	6.49	19.31	12.12	17.23	16.81
C	0.00	0.89	0.55	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
En	10.85	0.55	5.53	0.99	1.29	0.00
Fs	5.82	1.07	4.06	1.12	3.07	0.00
Hy	16.67	1.62	9.59	2.10	4.36	0.00
Mt	4.95	0.52	2.88	0.67	2.07	0.19
Hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.68
Il	2.37	0.23	1.34	0.37	1.37	1.85
Ap	0.88	0.20	0.67	0.11	0.73	1.43
Cc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AN	67.65	23.50	56.16	39.41	47.35	43.11
R1	1423	2785	1707	2800	1600	1039
R2	21091	429	855	561	782	886
ShPal	0.94	1.05	0.99	0.67	0.95	0.84
ICN	23.33	2.56	13.56	3.17	8.29	9.47

Tabla 17. Composición normativa (norma CIPW en base anhidra) y valores petrológicos de las volcanitas de Cerro Colorado (tabla 16).

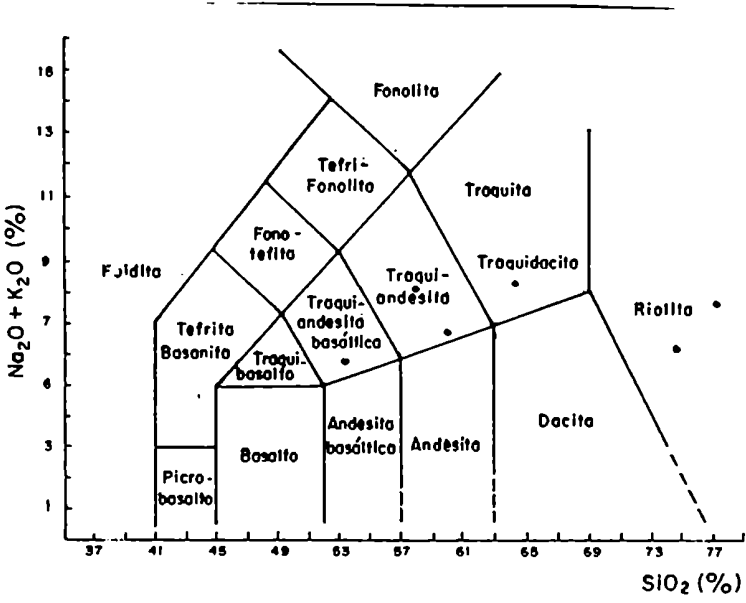


Figura 37. Diagrama TAS (Sabine, 1989) representando las volcanitas de Cerro Colorado.

Para clasificar las muestras analizadas se utilizó la clasificación TAS (figura 37) basada en la composición química en base anhidra, ya que por tratarse de rocas volcánicas con pastas muy finas no es posible establecer con exactitud su composición modal. Según esta clasificación la muestra 122 corresponde a una traquiandesita basáltica, las muestras 153 y 61 a traquiandesitas, la muestra 132 a una traquidacita y las 127 y 128 a riolitas.

Los valores de los índices de Shand obtenidos para el conjunto de rocas analizadas son menores que 1.1 (tabla 17) por lo que se concluye que las mismas son metaluminosas.

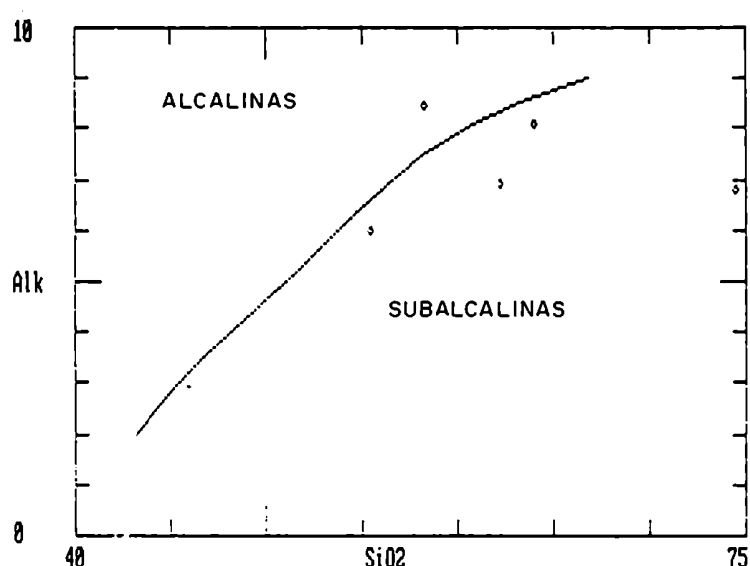


Figura 38. Diagrama álcalis ( $\%K_2O + \%Na_2O$ ) vs. sílice (%) diferenciando rocas subalcalinas de alcalinas (Irvine y Baragar, 1971).

La utilización del diagrama de Irvine y Baragar (figura 38) indica que el conjunto de rocas menos diferenciadas son subalcalinas a excepción de la muestra 61 que entra en el campo de las alcalinas. Por otra parte, en el diagrama AFM puede verse que las rocas subalcalinas plotean en el campo de las rocas calcoalcalinas (figura 39), siguiendo la tendencia que caracteriza a esta serie.

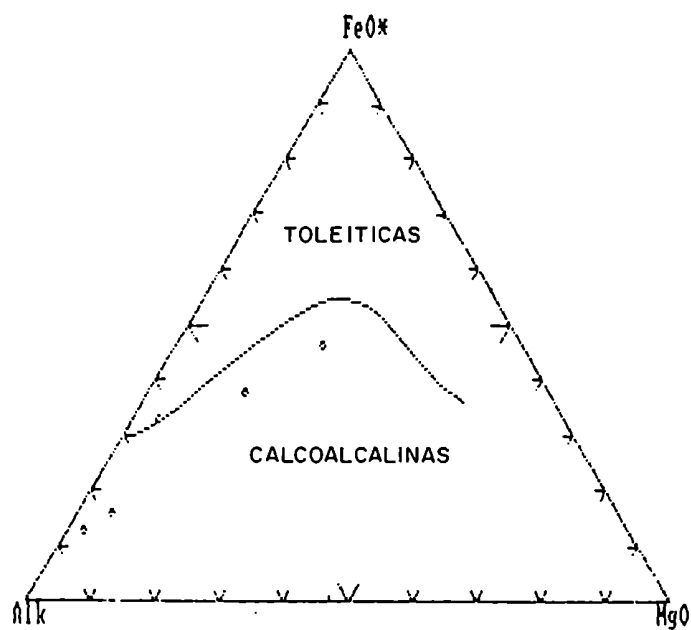


Figura 39. Diagrama AFM diferenciando rocas de la serie toleítica de las de la serie calcoalcalina (Irvine y Baragar, 1971).

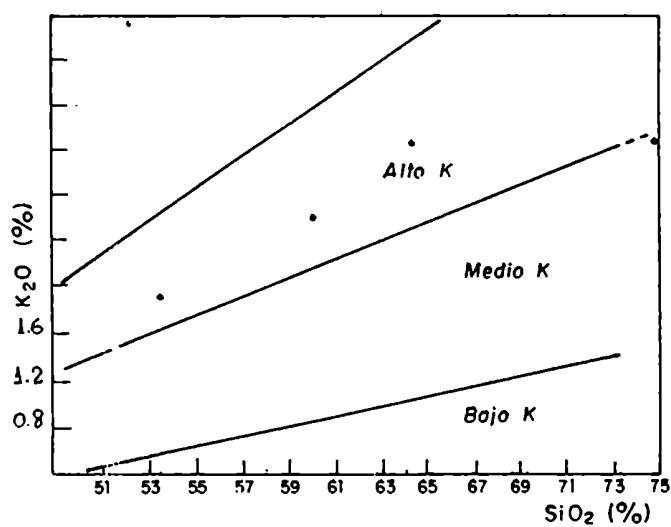


Figura 40. Diagrama K<sub>2</sub>O (%) vs. sílice (%), marcando los campos correspondientes a las series de alto, medio y bajo contenido en K (Pecorillo y Taylor, 1976 en Wilson, 1989).

En el diagrama %K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> con los campos de bajo, medio y alto K (figura 40) se observa que las muestras 122, 153 y 132 entran en el campo de la serie calcoalcalina de alto K, en tanto que la 127 lo hace en el de medio K pero próximo

al límite con el de alto K. Por lo tanto el conjunto de rocas calcoalcalinas puede considerarse como perteneciente a la serie de alto K. Su distribución define un tren lineal positivo lo cual es característico de las volcanitas de margen continental activo donde el K se comporta esencialmente de forma incompatible.

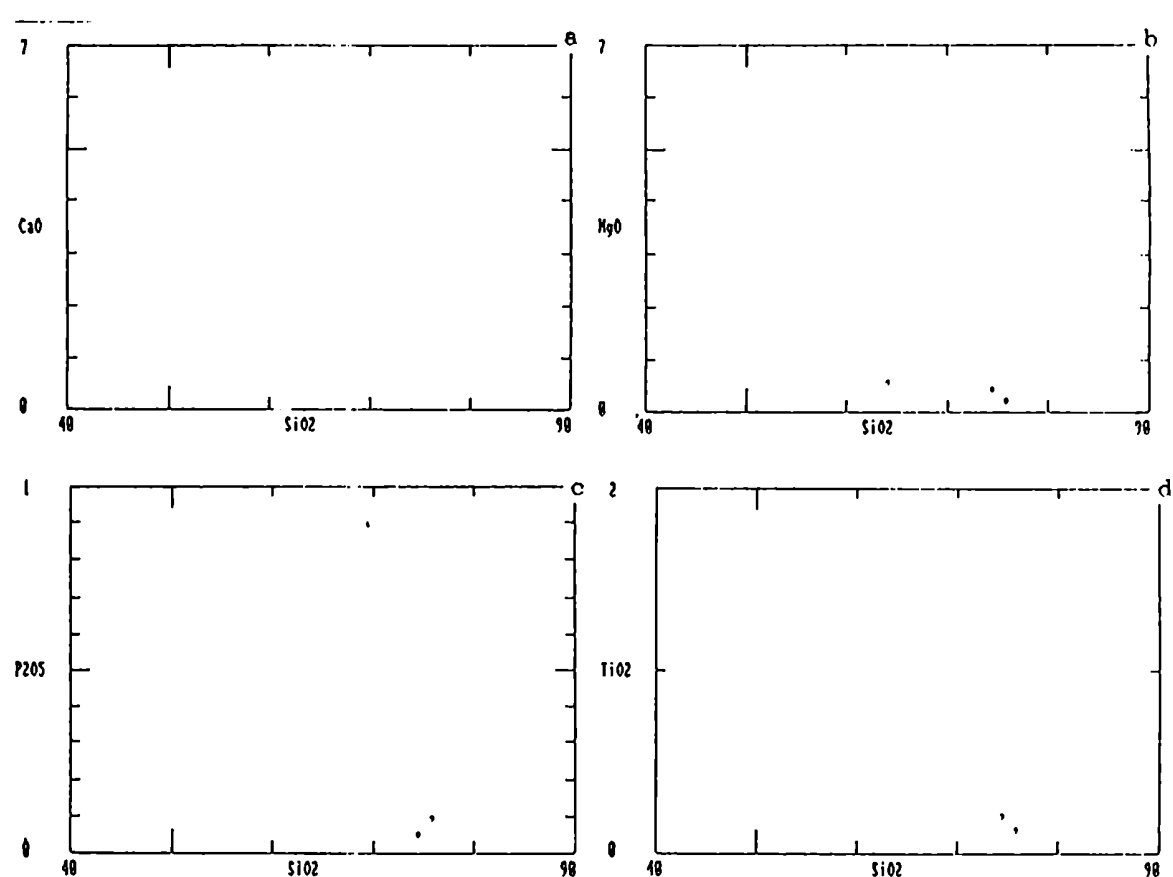


Figura 41. Diagramas tipo Harker utilizando sílice como discriminante. Los valores de los óxidos están considerados en porcentajes.

Los diagramas tipo Harker para CaO, MgO, P2O5 y TiO2 (figuras 41 a, b, c y d respectivamente) utilizando la sílice como discriminante definen trenes lineales coherentes (con tendencia decreciente) para el conjunto de rocas calcoalcalinas, indicando de esta manera que se trata de una suite de rocas cogenéticas. La diferencia en el contenido de

SiO<sub>2</sub> entre la base del domo (M132) y su parte central (M66) indica una evolución en el magma durante la extrusión del mismo hacia miembros más diferenciados. Los miembros efusivos riolíticos (M132 y M66) se diferencian de sus equivalentes aflorantes en la Cordillera Frontal (LLambías et al., 1993) en que su contenido en K es menor y el de Ca y Na mayor.

El Ti y el V son elementos que poseen comportamientos paralelos en los procesos de cristalización y fusión. La correlación existente entre ambos (figura 42) indica que no hubo substitución del Ti (por Hf o Zr) en las fases accesorias tales como titanita o rutilo (Wilson, 1989).

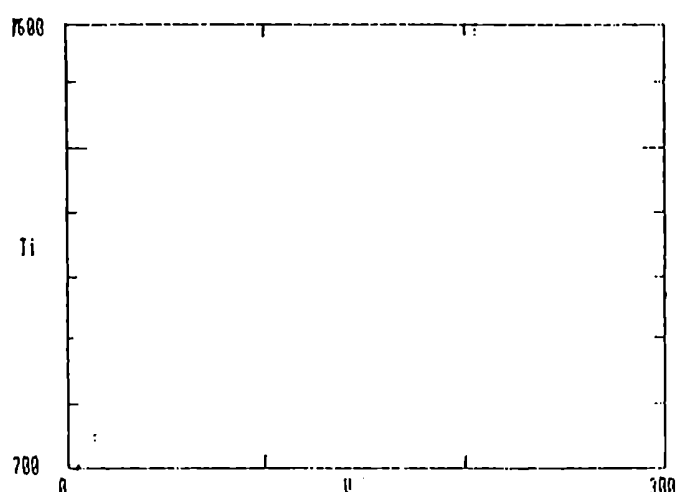


Figura 41. Diagrama tipo Harker representando Ti (ppm) vs. V (ppm).

Respecto de los valores de Sr y Ba obtenidos para el conjunto de rocas cogenéticas se observa que la relación Sr/Ba disminuye a medida que aumenta el contenido de sílice, lo cual indica el fraccionamiento de plagioclasa a medida que progresa la diferenciación (Hanson, 1978).

En la tabla 18 se presentan los valores de los elementos traza y tierras raras con su correspondiente normalización (aproximando a la primera cifra decimal) utilizando como factores de normalización los Condritos de Leady. Los análisis

fueron relizados por el método de inductividad de plasma por espectrometría de masas (ICP). Los valores normalizados han sido representados gráficamente en un diagrama de elementos traza (figura 42).

	FN	61	61*	(128) 66	66*	132	132*
Ce	0.976	37	37.9	44	45.1	70	71.7
Eu	0.0866	0.8	9.2	0.7	8.1	1.8	20.8
La	0.378	17	45	24	63.5	32	84.7
Lu	0.0387	<0.2	5.20	0.2	5.2	0.4	10.3
Nd	0.716	17	23.7	20	27.9	33	46.1
Sc		33.2		3.3		6.1	
Sm	0.230	3.2	13.9	3.6	15.7	6.7	29.1
Tb	0.054	<1	<18.5	<1	<18.5	<1	<18.5
Th	0.050	3	60	6	120	6	120
Tm	0.043	<2	<46.5	<2	<46.5	<2	<46.5
U	0.015	<1	<66.7	3	200	2	133.3
Y		13		20		29	
Yb	0.249	1	4	2	8	3	12
Ba	3.77			470	124.67	1170	310.34
Sr	14			98	14	455	32.5

Tabla 18. Contenidos de elementos traza y tierras raras obtenidos por el método ICP. FN: factor de normalización en ppm (Condrito de Leady).

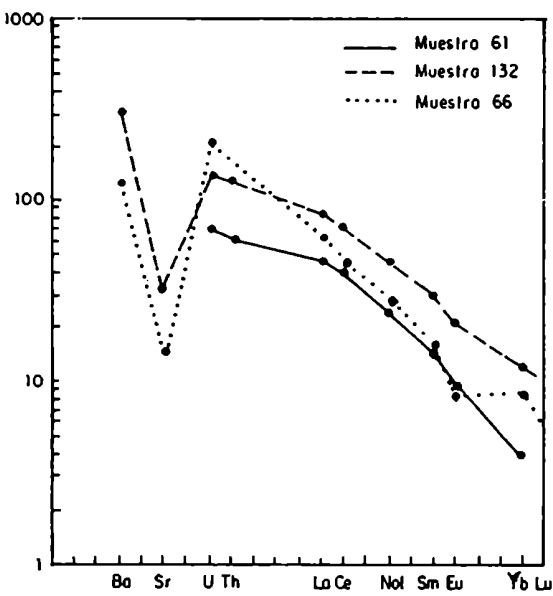


Figura 42. Diagrama de elementos traza representando las volcanitas cuya composición se presenta en la tabla 18.

Muestra	Eu/Eu*	(La/Sm) <sub>N</sub>	(Sm/Yb) <sub>N</sub>
61	1	3.24	3.48
132	0.83	2.92	2.43
66	0.67	4.04	1.96

Tabla 19. Cálculo de la anomalía de Eu (Eu/Eu\*) y de la pendiente para las tierras raras incompatibles ((La/Sm)<sub>N</sub> y compatibles (Sm/Yb)<sub>N</sub>).

El cálculo de la anomalía de Eu se realizó gráficamente midiendo Eu\* y estableciendo la relación Eu/Eu\* (tabla 19). La muestra 61 no presenta anomalía de Eu en tanto que las muestras 66 y 132 presentan anomalías negativas, siendo mayor la de la muestra 66 lo cual, al igual que la relación Sr/Ba, indica una remoción progresiva de la plagioclasa (si ésta se encuentra como fenocristal) a medida que progresa la diferenciación (Henderson, 1984) como ocurre en estos casos de acuerdo a las observaciones petrográficas realizadas.

El diseño de la curva para las muestras 66 y 132 (figura 42) muestra un marcado enriquecimiento de las tierras raras incompatibles (y también del Ba, U y Th) que se corrobora con la elevada relación (La/Sm)<sub>N</sub> (tabla 19) lo cual es característico de las rocas de la suite calcoalcalina (que en el caso de las rocas más evolucionadas podría evidenciar participación cortical (Wilson, 1989)). El empobrecimiento de las tierras raras compatibles (figura 42) indicado por la elevada relación Sm/Yb<sub>N</sub> (tabla 19) y la ausencia de depresión en la intermedias (figura 42), sugiere la presencia de granate en la fuente, es decir una mineralogía residual de alta presión. El contenido de Ce < 75 ppm se corresponde con los granitoides de ambiente orogénico (Mpodozis y Kay, 1992).

La muestra 61 (perteneciente a la serie alcalina) también muestra una fuerte depresión en los elementos compatibles (figura 42), puesta en evidencia por la relación (Sm/Yb)<sub>N</sub> (tabla 19), lo que sugeriría la existencia de granate residual en la fuente. Por otra parte exhibe un marcado enriquecimiento en elementos incompatibles (figura 42) como corresponde a las roca alcalinas caracterizadas por un bajo porcentaje de fusión



#### 6.4. Consideraciones

La edad radimétrica obtenida para el domo riolítico permite ubicarlo estratigráficamente entre el Pérmico inferior y el Triásico inferior de lo cual se infiere que tanto el domo como la secuencia piroclástica asociada serían producto del magmatismo paleozoico superior vinculado a la Fase Magmática Sanrafaelica - según el sentido amplio dado por Ramos y Perez (1990) quienes tienden a agrupar las fases Sanrafaelica y Huárpica en un único pulso creciente de actividad magmática - y por lo tanto correlacionables con el Grupo Choiyoi (Stipanovich et al., 1968).

De acuerdo a diversos autores (Kay et. al., 1989, Rapallini, 1989, Sato y Llambías, 1993), pueden diferenciarse dentro del Grupo Choiyoi dos secciones, una inferior predominantemente andesítica y otra superior predominantemente riolítica. Según Rapallini (1989) la sección inferior sería el resultado de una subducción oblicua de baja velocidad en tanto que la superior estaría vinculada a un régimen de tipo extensional.

Mpodozis y Kay (1992) reconocen cuatro estadios en los procesos ocurridos en el margen del Gondwana durante el ensamblaje y ruptura del Pangea. (1) Magmatismo Carbonífero a Pérmico temprano vinculado a subducción. (2) Colisión durante el Pérmico que completó el ensamblaje del Gondwana (Fase Orogénica San Rafael). En ese tiempo Sud América se movía más lentamente con respecto al Polo Sur. (3) Fusión extensiva de la corteza entre el Pérmico tardío y Jurásico temprano en los terrenos paleozoicos acrecionados producida por la existencia de un manto anormalmente caliente asociado con el Pangea. (4) Rifting asociado a la ruptura del Gondwana y restablecimiento de la subducción a lo largo de gran parte del margen. Las andesitas de la sección inferior, de filiación calcoalcalina, estarían vinculadas a la etapa final de la subducción la cual cesa durante la Fase San Rafael, en tanto que las riolitas de

la sección superior, con característica intermedias entre la serie calcoalcalina y la alcalina, marcan la transición entre un régimen subductivo y uno no orogénico de tipo extensional (Sato y LLambías, 1993).

La composición modal, tipo y grado de alteración y las características geoquímicas (carácter típicamente calcoalcalino de alto K ) de los pórfiros andesíticos (y también del nivel de colada) aflorantes en la comarca de Cerro Colorado, son comparables a los de la Sección Inferior del Grupo Choiyoi aflorante en la Cordillera Frontal (Sato y LLambías, 1993). Por otra parte el conglomerado polimíctico en el que se intruyen o intercalan estos cuerpos es litológicamente similar a las sedimentitas descriptas en la base del Grupo Choiyoi en el ámbito Cordillera Frontal por LLambías et al. (1990).

El magmatismo explosivo se inicia durante la sedimentación del conglomerado polimíctico, como lo evidencia la participación de material volcánico en su composición. Posteriormente la actividad magmática se intensifica, produciéndose la interrupción de la sedimentación y el emplazamiento de los depósitos de caída piroclásticos correspondientes a la Sección Inferior. La estratificación planar presente en esta sección indica que la erupción se produjo en pulsos probablemente como resultado de inestabilidades en la columna eruptiva. El hecho de que no se haya producido homogeinización del material por acción eólica pone en evidencia su origen proximal respecto de la boca de emisión. Posteriormente la actividad eruptiva se interrumpe reiniciándose los procesos de sedimentación, siendo el material piroclástico parcialmente retrabajado por acción fluvial dando origen a depósitos epiclásticos con alta participación de material volcánico los que presentan estructuras que indican que habrían sido generados por un flujo tractivo de alto régimen. El enriquecimiento en fragmentos líticos de la base de los depósitos piroclásticos

de la Sección Media indican que es probable se haya producido un colapso de la boca de emisión, el cual pudo haber sido el responsable de la interrupción de la actividad eruptiva, siendo el material que producía la obstrucción removido al reiniciarse dicha actividad. Se produce entonces la depositación de las rocas piroclásticas de caída de la Sección Media las cuales se generan a partir de una columna eruptiva inestable, como lo indica nuevamente la presencia de estratificación planar. Es probable que la expansión de la boca de emisión haya producido el colapso de la columna eruptiva dando lugar a la formación de un flujo piroclástico el cual produjo los depósitos de la Sección Superior en cuya base se encuentran depósitos de brecha co-ignimbrítica que indican un origen proximal. Esta brecha presenta textura bandeada en su matriz la cual estaría indicando que fue producida por acción de un flujo piroclástico, descartando así que se trate de un depósito de caída. La actividad eruptiva ácida culmina con la efusión de una lava riolítica de la cual los diques riolíticos habrían constituido los canales de alimentación.

En resumen se puede decir que de acuerdo a las características estructurales, texturales y composicionales de los depósitos piroclásticos y lávicos, la actividad eruptiva ácida habría sido de tipo pliniana y probablemente habría tenido lugar en ambiente subaéreo (no se ha detectado la presencia de hialoclastitas ni estructuras acrecionales en los depósitos de caída). La erupción pliniana se habría producido en tres etapas (figura 43):

1. Etapa pliniana que da origen a los depósitos de caída correspondientes a las Secciones Inferior y Media. Ambas secciones representan dos pulsos de actividad magmática separados por un periodo de inactividad durante el cual se reactivaron los procesos de sedimentación.
2. Etapa de flujo piroclástico que da a origen los depósitos

ignimbriticos correspondientes a la Sección Superior y a los Afloramientos Australes.

3. Etapa efusiva que da origen a la extrusión de una lava riolítica.

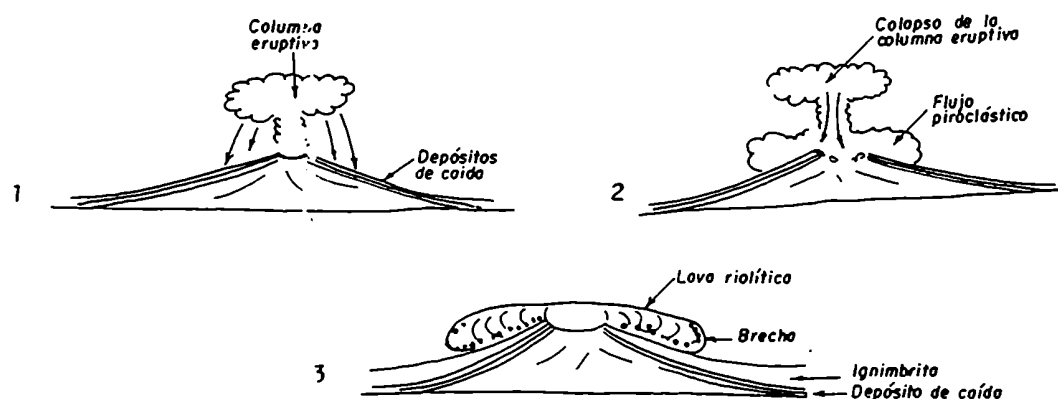


Figura 43. Secuencia de erupción que dio lugar a la efusividad riolítica del área de Cerro Colorado. (1) Columna eruptiva que produce los depósitos de caída pliniana proximales. (2) Expansión de la boca de emisión que produce el colapso de la columna eruptiva generando un flujo piroclástico que produce los depósitos de ignimbritas. (3) Efusión de lava riolítica.

La composición química de la riolita de Cerro Colorado es sustancialmente distinta de la de las riolitas de la Sección Superior del Grupo Choiyoi aflorantes en el área de Cordillera Frontal (Sato y Llambías, 1993). Esta difiere de las rocas ácidas de las secuencias volcánicas de Cordillera Frontal por su claro carácter metaluminoso, ausencia de fluorita, y bajos contenidos en Ca. por lo que no puede ser considerada transicional al tipo "A". Por otra parte la presencia de granate en la fuente sugiere un origen profundo, con condiciones de alta presión lo que no ocurre con las volcanitas ácidas de la provincia del Choiyoi (Mpodozis y Kay, 1992). La filiación calcaoalcalina de la riolita de Cerro Colorado sugiere una asociación con zonas de subducción probablemente vinculada para el Pérmico inferior con una corteza engrosada (Mpodozis y Kay, 1992) - y en consecuencia

su emplazamiento sería anterior al régimen no orogénico, extensional. Por lo tanto, de acuerdo al ambiente tectónico de emplazamiento, sería correlacionable con la sección inferior del Grupo Choiyoi, al igual que la colada y los pórfiros andesíticos con los cuales estarían genéticamente vinculados como se comprueba a partir de los trenes lineares obtenidos en los diagramas tipo Harker. Esta evolución continua indicaría que las rocas ácidas son el resultado de la diferenciación de las rocas mesosilíceas. De esta forma se puede acotar la edad de este complejo volcánico al Pérmico Inferior, época en la que todavía estaba activo el arco magmático.

Los diques andesíticos que intruyen los depósitos piroclásticos y el domo riolítico difieren de los pórfiros andesíticos de la Sección Inferior del Grupo Choiyoi en el tipo de alteración y principalmente en su comprobada filiación alcalina que permite inferir que se han emplazado bajo un régimen de tipo extensional.

Según el modelo de Mpodozis y Kay (1992), al finalizar la subducción en el Pérmico superior la combinación del colapso de la placa inactiva y la delaminación de la litósfera (mantélica y cortical) estuvieron asociados con la fusión descompresional del manto. Los basaltos mantélicos se alzaron hasta la base de la corteza y produjeron la fusión extensiva de la corteza dando origen al magmatismo predominantemente silíceo que caracteriza a la provincia Choiyoi (Sección Superior) la cual se emplazó en los estadios tempranos de la extensión y relajación. Para producir grandes cantidades de magma mantélico que asciendan y produzcan fusión de la corteza es necesario que exista un manto anormalmente caliente el cual se habría producido durante la existencia del supercontinente Pangea. En Cerro Colorado parte de ese subplacado basáltico habría ascendido favorecido por un régimen extensional dando origen a los diques alcalinos que atraviesan la secuencia calcoalcalina. La ausencia en el área de productos de fusión

cortical (Sección Superior del Grupo Choiyoi) podría deberse a que la corteza involucrada era relativamente refractaria.

## 7. MALIMAN DE ARRIBA

### 7.1. Antecedentes

La primera mención del magmatismo de la comarca de Malimán de Arriba corresponde a Furque (1963) quien reconoce un conjunto de filones capa que intruyen la Formación Malimán y al que denomina Formación Las Trancas. Según este autor estos afloramientos de rocas magmáticas corresponden a una serie efusiva andesítica que se extiende de forma intermitente desde la Quebrada de La Cortadera al sur hasta la Quebrada de La Ramadita al norte. La Formación Las Trancas, a la Furque (op. cit.) le asigna edad pleistocena basándose en evidencias estratigráficas, está compuesta por un conglomerado basal compuesto por rocas volcánicas sobre el que se asientan tobas andesíticas, andesitas y basaltos.

Scalabrini Ortiz (1970), quien realizó una detallada estratigrafía del Carbonífero en la Quebrada de La Cortadera y aledañas, señala en los perfiles la presencia de filones capa de andesitas (once en total) distribuidos en los distintos miembros de la Formación Malimán.

Sarudiansky (1971) extiende los afloramientos de estas rocas hipabisales hasta la Quebrada del Chaco, ubicada a unos 4 km al sur de la Qda. de la Cortadera. Según este autor se trata de diques y filones dacíticos, andesíticos, basálticos y también lamprófiros los cuales corresponden a la Formación Las Trancas a la que ubica, siguiendo a Furque (1963), en el Pleistoceno.

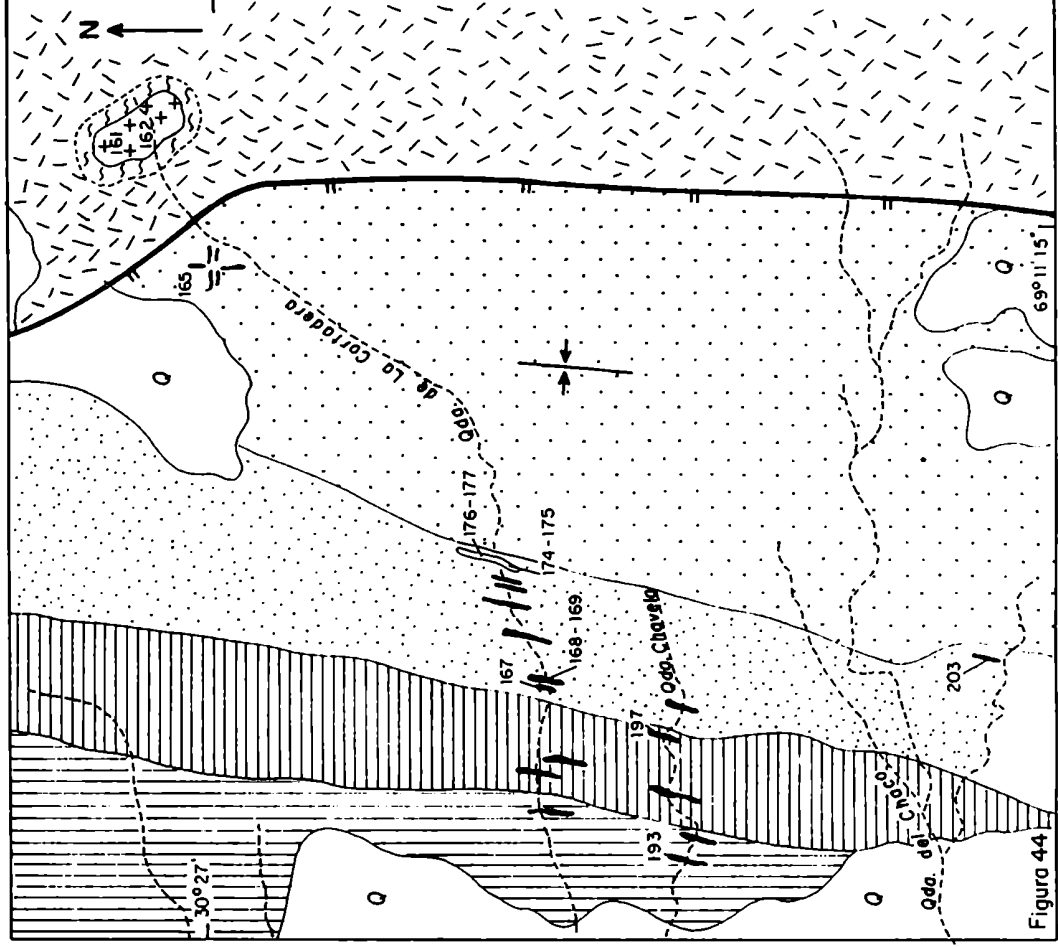
Caminos (com. verb.) reconoce próximo a las nacientes de la Quebrada de la Cortadera un pórfiro granítico al que ubica estratigráficamente, en base a dataciones radiométricas, en el Carbonífero.

A escala regional puede agregarse a las menciones sobre

el volcanismo permo-triásico del área de Precordillera y Cordillera Frontal citadas en el apartado 6, el volcanismo de edad devónica superior a carbonífera media - producto de la Fase Magmática Somuncúrica - correspondiente a la Formación Cerro Chuscho descrita por Aceñolaza et al. (1971) en el área de la Precordillera de Jague, provincia de La Rioja. Esta formación está constituida por cuerpos y filones de composición predominantemente andesítica, aunque con variaciones composicionales a diabasas, piroxenitas y dacitas. Por su parte González et al. (1986) describen a la Formación Cerro Chuscho como un complejo volcánico sedimentario compuesto por bancos de conglomerados, diamictitas y rocas andesíticas y sobre la base de evidencias lito y bioestratigráficas ajusta su edad entre el Carbonífero inferior y el Carbonífero medio temprano. Al ciclo magmático eocarbonífero también pertenece el stock granítico del Cerro las Tunas aflorante al oeste del río Bonete (Precordillera riojana) para el cual Caminos et al. (1979) obtienen una edad que permite ubicarlo en el Carbonífero inferior.



**MAPA GEOLOGICO DEL AREA  
DE MALIMAN DE ARRIBA \***



\* BASADO EN SCALABRINI ORTIZ (1970) Y FURQUE Y BALDIS (1975)

## 7.2. Estratigrafía

### 7.2.1. Introducción

En la quebrada de La Cortadera, intercalado en las sedimentitas pertenecientes a la Formación Malimán (de edad carbonífera inferior), se encuentra un cuerpo magmático compuesto dacítico, probablemente de origen lávico. Aguas arriba de la quebrada de La Cortadera y en las proximidades de sus nacientes, aflora un pórfiro granodiorítico que intruye las sedimentitas de la Formación Punilla. Dataciones radimétricas realizadas sobre dos facies diferentes de este cuerpo (apartado 7.2.3.) indican que su edad está acotada entre el Carbonífero inferior más alto y el Carbonífero superior más alto. En el área comprendida entre la quebrada de La Cortadera y la de Chaco aflora un conjunto de filones (y en menor proporción diques) de composición basáltica a andesítica los que intruyen las sedimentitas del Grupo Chinguillos (Formaciones Pircas Negras y Chigua) de edad devónica y del Grupo Angualasto (Formaciones Malimán y Cortaderas) de edad carbonífera inferior, por lo tanto su edad sería post-carbonífera inferior.

PERIODO	LITOLOGIA	UNIDAD
Carbonífero (?)  sup. Carbonífero inf.	diques y filones basálticos a dacíticos  pórfiro granítico  areniscas con intercala ciones de pelitas y conglomerados y niveles de lavas.	Grupo Angualasto (Limarino y Cesari 1991)
Devónico	areniscas, pelitas y conglomerados  areniscas, conglomerados y lutitas	Grupo Chinguillos (Furque y Baldis, 1975)  Formación Punilla Furque, 1963)

Cuadro 3. Estratigrafía de la zona de Malimán de Arriba

### 7.2.2. Descripción de los afloramientos

#### Cuerpo granodiorítico de la Quebrada de la Cortadera

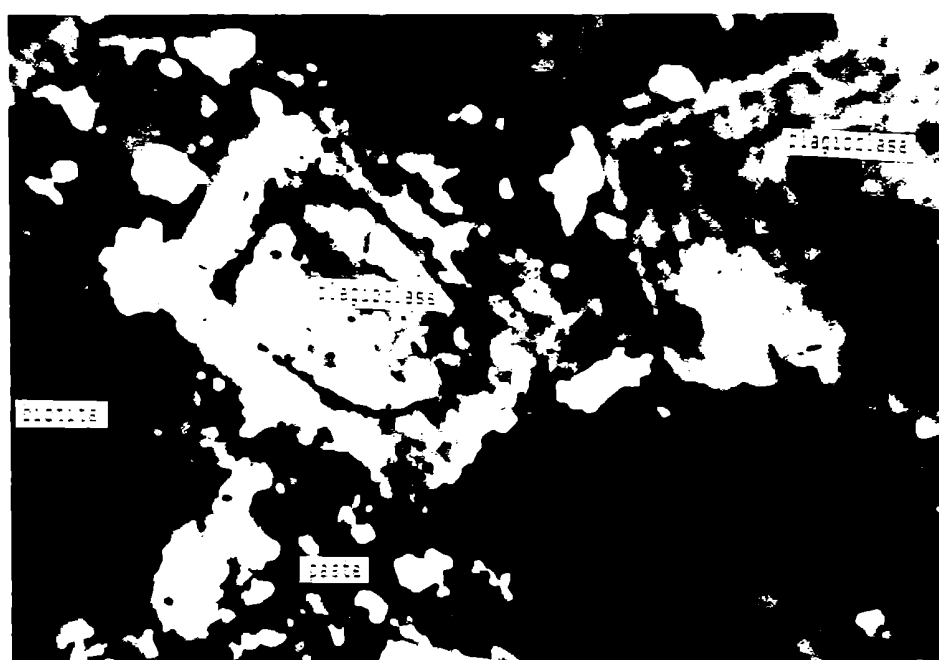
En las proximidades de las nacientes de la Quebrada de la Cortadera aflora un pequeño pórfiro granodiorítico (fotografía 25) que intruye un paquete de areniscas grises pertenecientes a la Formación Punilla (figura 44). Presenta contacto neto con la caja sedimentaria en la que produce una estrecha aureola térmica de contacto de desarrollo irregular. Este intrusivo conforma un cuerpo elongado de aproximadamente 700 m de largo por 250 m de ancho, cuyo eje mayor se dispone en dirección NO-SE.



Fotografía 25. Vista del pórfiro intruyendo a la Formación Punilla (de color gris).

A nivel mesoscópico se observa que el intrusivo está constituido por dos facies diferentes. La facies predominante es de color rosado en fractura fresca y su textura es porfírica. Está compuesta por fenocristales subhedrales de cuarzo que alcanzan hasta 7 mm y láminas de biotitas oxidadas de hasta 6 mm inmersos en una pasta microgranosa gruesa

constituida por cuarzo y feldespato con limonitas rojas diseminadas. Microscópicamente (M162) se observa que su composición es granodiorítica, presenta textura porfírica y está compuesta por fenocristales de plagioclasa profusamente argilizados y con moderada sericitización. Los fenocristales de biotita se encuentran completamente desnaturalizados a opcos, mica blanca y cuarzo. La pasta presenta textura microgranosa gruesa y está compuesta por cuarzo, feldespato alcalino y escasa plagioclasa, estos dos últimos argilizados.



Fotografía 26. Microfotografía con luz polarizada (M161) mostrando la textura porfírica y la pasta microgranosa gruesa de la facies rosada del pórfiro granodiorítico (35 aumentos).

La otra facies es de color blanco con un leve tinte rosado en fractura fresca. Su textura es porfírica y está compuesta por fenocristales de anfíbol que constituyen prismas de hasta 6 mm y escasos fenocristales subhedrales de cuarzo de hasta 5 mm. Microscópicamente (M161) la roca presenta composición granodiorítica, textura porfírica y está compuesta por fenocristales de plagioclasa (oligoclasa?) con argilización y sericitización (fotografía 26). La biotita es escasa y está parcialmente desnaturalizada principalmente a clorita. Se

observan secciones basales de anfíbol parcialmente remplazadas por clorita. La pasta es de textura microgranosa y está compuesta por cuarzo acompañado de feldespato alcalino y escasa plagioclasa. Se observan xenolitos de esquistos cuarzosos con marcados engolfamientos producidos por la pasta.

#### Cuerpo magmático compuesto

Próximo al techo de la Formación Malimán aflora un cuerpo magmático concordante con la estratificación de la caja el cual presenta aproximadamente 10 m de potencia (figura 44). Ambos contactos con la caja son netos (fotografía 27) no observándose diferencias a nivel mesoscópico entre las sedimentitas del contacto oriental y occidental.



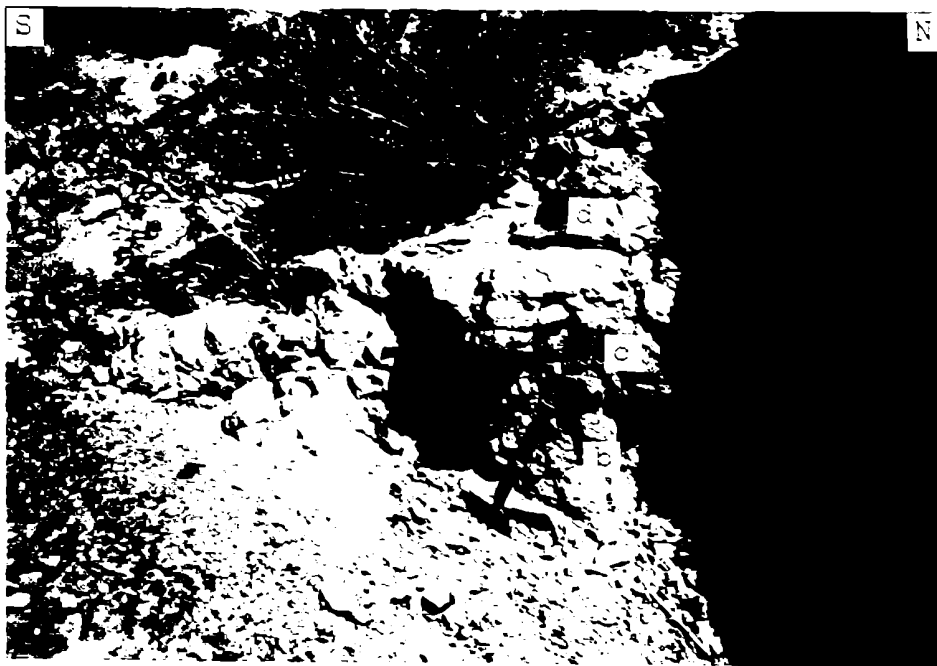
Fotografía 27. Vista general del cuerpo magmático compuesto. Nótese el intenso diaclasamiento que presenta.

El cuerpo posee un intenso diaclasamiento en distintas direcciones (fotografía 27), presentando el juego principal rumbo E-O y actitud subvertical, espaciamiento aproximadamente regular que alcanza entre 30 y 40 cm. Otro

tante es                    cuyo rumbo coincide con los bordes del cuerpo. Este presenta un espaciamiento regular de aproximadamente 10 cm                    se encuentra mejor desarrollado hacia los bordes, principalmente el oriental.

Abundantes venas atraviesan la volcanita en distintas direcciones, siendo las más abundantes las compuestas por limonitas que alcanzan hasta 0,5 cm de potencia. Un espesor semejante alcanzan las venillas compuestas por yeso el cual se presenta principalmente en una variedad pulverulenta y ocasionalmente en agregados aciculares. Se observan algunas venas de cuarzo o cuarzo y limonitas, que alcanzan los 5 cm de potencia.

En perfil longitudinal se observa que presenta estructura bandeada pudiendo diferenciarse cuatro bandas                    secciones (fotografía 28).



La sección inferior                    se encuentra                    la

roca sedimentaria y presenta una morfología irregular. Hacia el contacto con la sección suprayacente (b) se observa que aumenta considerablemente la cantidad de venillas. Mesoscópicamente la roca es de color gris verdoso, presenta textura porfírica con fenocristales de feldespato de color rosado de hasta 5 mm inmersos en una pasta afanítica. La observación microscópica (M176) muestra que se trata de una roca de composición dacítica en la que los fenocristales corresponden en su mayoría a plagioclasa parcialmente albitizada y con moderada a profusa sericitización y argilización. Siguen en orden de abundancia los anfíboles que se encuentran profusamente reemplazados principalmente por tremolita-actinolita. También se observan laminillas de biotita desnaturalizadas a mica blanca y opacos y escasos fenocristales de cuarzo. La pasta posee textura microgranosa media y está compuesta principalmente por plagioclasa argilizada y en menor proporción cuarzo y minerales opacos. Hay presentes delgadas venillas de limonitas en las que aparece asociada jarosita.

La sección b (fotografía 28) está compuesta por una roca de textura porfírica. Los fenocristales más abundantes son los de feldespato que se presentan en individuos euhedrales de entre 1 y 3 mm los que se encuentran argilizados (caolinita?). Los fenocristales de cuarzo son escasos y se presentan con hábito bipiramidal y longitudes que no superan el milímetro. La pasta es de color gris y textura afanítica y en ella se encuentran pequeñísimos cristales de sulfuros amarillos disseminados. La observación microscópica (M174) indica que esta sección en su parte central está constituida por una roca volcánica de textura porfírica con fenocristales de feldespato (?) reemplazados por arcillas y de máficos ya sea reemplazados por carbonatos, micas y opacos o por micas y opacos. La pasta tiene textura microgranosa, se encuentra integrada por individuos anhedrales que constituyen un mosaico de cuarzo que engloba alteración arcillosa. Hacia el borde oriental de esta banda (M177) se puede observar que la pasta está compuesta por

cristales subhedrales de plagioclasa y en menor proporción cuarzo. La roca presenta argilización moderada a profusa acompañada de incipiente silicificación y moderada carbonatización.

La sección c (fotografía 28) está constituida por una roca de color pardo rojizo y estructura brechosa cuyo espesor no supera los 50 cm. Está constituida por minerales secundarios cuya cristalización se habría producido en sucesivas etapas (M173): 1. cuarzo; 2. carbonato castaño; 3. carbonato incoloro; 4. óxidos de hierro.

La sección superior (d) corresponde a una roca porfírica compuesta principalmente por fenocristales subhedrales a euhedrales de feldespato con alteración intensa (caolinita) de hasta 4 mm, seguidos en abundancia por cuarzo subhedral a euhedral en cristales de 1 mm de longitud y finalmente por láminas de biotita de entre 1 y 2 mm. La pasta es afanítica y de color gris rosado y en ella se encuentran también pequeños cristales de sulfuros amarillos disseminados. El estudio microscópico muestra que la roca (M175) presenta textura porfírica a glomeroporfírica y composición dacítica. Está constituida por fenocristales de plagioclasa profusamente reemplazados principalmente por arcillas. Siguen en abundancia los minerales máficos entre los que se distinguen anfíboles (?) que se encuentran totalmente reemplazados por opacos y carbonatos, mica blanca y cuarzo y láminas de biotita completamente desnaturalizadas a opacos, mica blanca y cuarzo. Los fenocristales de cuarzo son escasos y presentan hábito bipiramidal. La pasta posee textura microgranosa fina a media y está compuesta por plagioclasa y en menor proporción cuarzo. La roca presenta profusa argilización y carbonatización y moderada sericitización.

Puede decirse entonces que las secciones a, b y d son muy semejantes entre sí tanto por sus texturas y como por sus composiciones modales sin embargo presentan diferencias en las



características de la alteración hidrotermal. Por otra parte la sección c, de acuerdo a su composición y estructura podría haber sido formada por precipitación a partir de aguas termales surgentes.

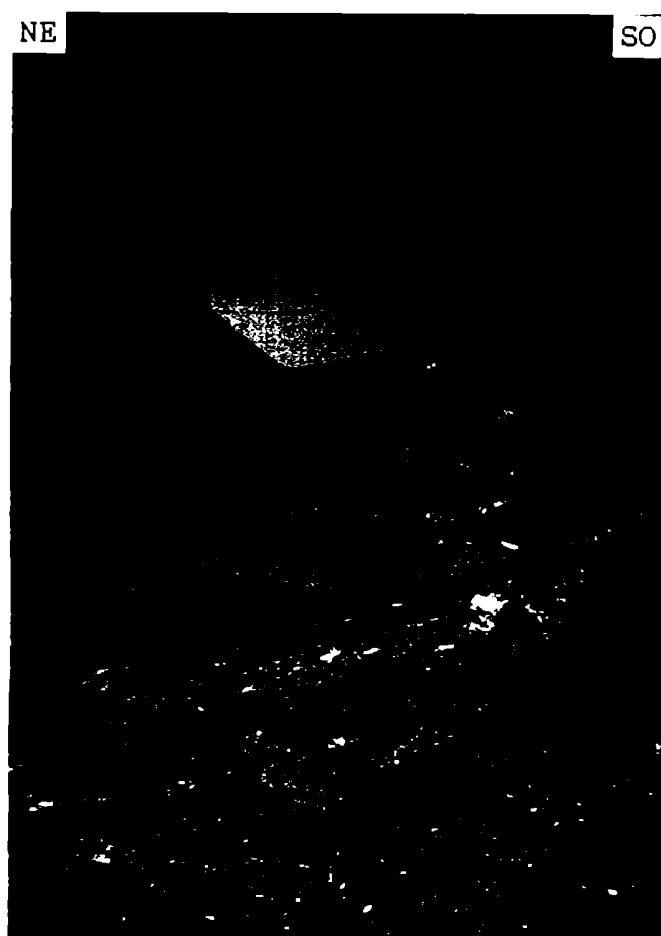
La estructura bandeada que presenta el cuerpo permite sugerir que se trataría de niveles de coladas cuya similitud textural y composicional indica que probablemente estén genéticamente vinculados. Durante su erupción se habría establecido un sistema geotermal (probablemente con manifestaciones superficiales en forma de manantiales) responsable de los fenómenos de alteración hidrotermal que afectan a estas volcánicas.

#### Filones capa y diques

Aproximadamente a 4 km de la desembocadura de la Quebrada de La Cortadera en el Río Blanco aflora un conjunto de filones capa de color castaño amarillento que intruyen una secuencia sedimentaria de rumbo N 15° E, constituida por lutitas verde oscuras con algunas intercalaciones de areniscas grises (Formación Chigua) seguida de una alternancia de areniscas y lutitas verdes que culmina con areniscas grises (Formación Malimán) (figura 44). Estos afloramientos se extienden hasta la Quebrada de Chaco, aproximadamente 2,5 Km al sur de la Quebrada de La Cortadera, donde se ha observado que además de filones capa también constituyen en menor proporción diques los cuales presentan rumbos variables y disposición subvertical.

Por otra parte aproximadamente a 5 km del contacto entre la Formación Malimán y la Formación Cortaderas y a menos de 1 km del contacto entre la Formación Cortaderas y la Formación Punilla, se encuentra otro conjunto de diques que intruyen un paquete constituido por areniscas muy finas y pelitas verdes lajosas en las que se encuentran rodados de cuarcitas, de cuarzo lechoso y de wackes (Miembro superior de la Formación

Cortaderas: figura 44). Estos poseen rumbo N-S o E-O  
disposición subvertical.



caja secundarias .

Estos cuerpos presentan forma tabular y potencias que oscilan entre 0.5 y 5 m. Los filones poseen un estilo de deformación similar al de sus cajas (presentan plegamiento conjunto) en tanto que los diques están fuertemente disturbados por la tectónica, exhibiendo abruptas variaciones de sus rumbos. Todos los cuerpos se encuentran intensamente diaclasados, siendo la dirección principal de diaclasamiento paralela a los bordes y por lo general con un espaciado variable. En parte de los cuerpos esta dirección de diaclasamiento principal aparece acompañada por otras dos

direcciones normales dando como resultado una disyunción en bloques o en bolas; en otros cuerpos la combinación de distintas direcciones de diaclasamiento produce un intenso craquelamiento (fotografía 29). Es común encontrar numerosas venas de hasta 5 cm de potencia atravesando los cuerpos en distintas direcciones las cuales están compuestas principalmente por cuarzo o carbonato.

Mesoscópicamente se observa que las rocas son muy coherentes, presentan color gris oscuro en fractura fresca o pardo rojizo en aquellas que poseen oxidación. Ocasionalmente presentan estructura amigdaloides con las vesículas rellenas principalmente por carbonato. Tienen texturas por lo general porfíricas, pudiéndose observar fenocristales de feldespato de hasta 5 mm de color blanco o blanco rosado los que en algunos cuerpos aparecen acompañados por cristales prismáticos de minerales máficos de hasta 7 mm de longitud de color gris, verdoso.

Las observaciones microscópicas de muestras provenientes de los diques y filones indican que se trata de rocas de composición andesítica a basáltica. Dentro del conjunto se pueden diferenciar cuatro tipos litológicos con distintas características texturales y composicionales.

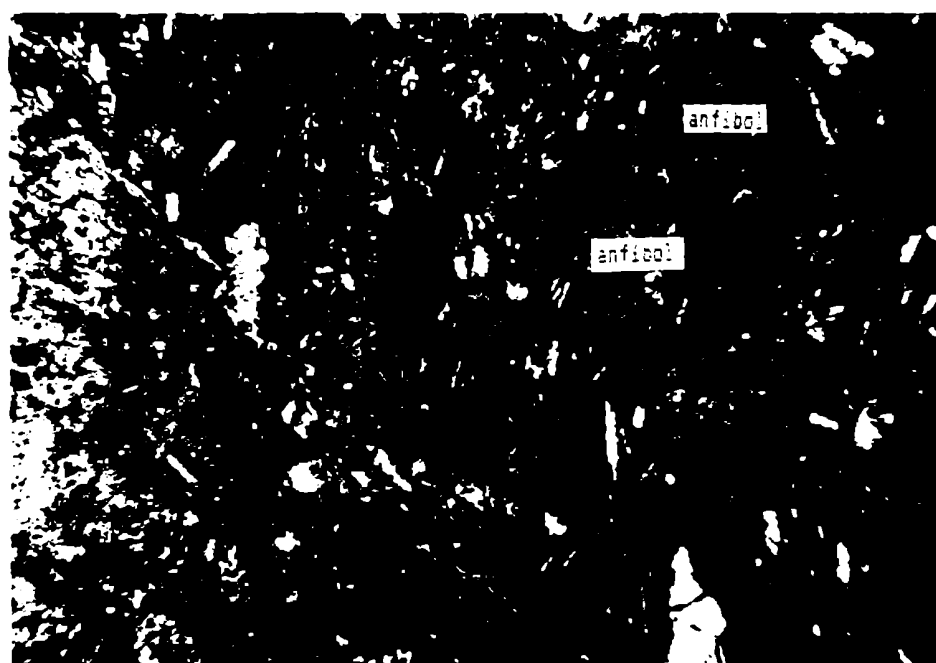
Uno de los tipos litológicos reconocido (M203) está constituido por plagioclasa (en fenocristales y pasta), escaso cuarzo intersticial y abundantes opacos, no detectándose la presencia de minerales máficos.

Otro tipo litológico (M169; M165 y M167) está compuesto por plagioclasa (siempre en la pasta y ocasionalmente como fenocristales) y anfíbol (en fenocristales y pasta) parcial a completamente alterado (constituyendo distintas asociaciones de alteración) el que puede aparecer acompañado por un segundo máfico totalmente reemplazado por carbonato. Puede presentar intersticialmente escaso cuarzo y vidrio incoloro a castaño

claro el que se presenta por lo general parcialmente desnaturalizado (fotografía 30) y cuya proporción aumenta de forma considerable hacia el borde de los cuerpos (M168, correspondiente a facies de borde de M169). En todas las muestras estudiadas son muy abundantes los minerales opacos.

Un tercer tipo litológico (M197) se compone de plagioclasa (en fenocristales y pasta), abundante vidrio incoloro con incipiente desnaturalización, un máfico (en fenocristales) completamente alterado principalmente a limonitas coloidales (probablemente olivina) y abundantes minerales opacos.

El cuarto tipo litológico (M193) está compuesto por plagioclasa (en pasta), biotita (como fenocristales y pasta) completamente reemplazada por muscovita, opacos y carbonato y escaso cuarzo intersticial (y excepcionalmente como fenocristal). Son muy abundantes los minerales opacos.



Fotografía 30. Microfotografía con luz paralela mostrando la textura hialopilitica a intersertal de la pasta de la muestra M168 dada por la presencia de abundante vidrio el que se encuentra parcialmente desnaturalizado (pardoamarillento). Nótese los fenocristales de anfibol alterados a opacos, carbonatos

incolores y biotita (pardoamarillenta) (40 aumentos).

Todo el conjunto presenta una alteración por lo general intensa, siendo la carbonatización (penetrativa y en venas) el tipo más difundido y abundante. Esta se encuentra acompañada de sericitización, argilización y ocasionalmente albitización de los feldespatos y cloritización o biotitización de los máficos y el vidrio. La limonitización es profusa y se da a través de venas o como reemplazo de los opacos, los minerales máficos y el vidrio.

### 7.2.3. Edad

Camino (com. verb.) realizó dataciones por el método K/Ar sobre concentrados de biotitas provenientes de las dos facies presentes en el pórfiro granodiorítico de la Quebrada de la Cortadera.

Para la facies de color blanco (M161) obtuvo una edad de  $327 \pm 8$  Ma. en tanto que para la facies rosada la edad obtenida fue de  $299 \pm 7$  Ma. Estas edades permiten ubicar a la primera facies mencionada entre el Carbonífero inferior más alto y el Carbonífero superior más bajo (Viseano medio a Namuriano bajo) y a la segunda en el Carbonífero superior más alto (Stefaniano). Las edades obtenidas muestran que existe un lapso mínimo de 13 Ma. entre la intrusión (y en sentido estricto el enfriamiento) de ambos cuerpos.

Respecto de cuerpo magmático compuesto puede inferirse que, de tratarse de niveles lávicos, su edad sería carbonífera inferior, que es la edad del Grupo Angualasto del que forma parte la Formación Malimán dentro de la cual se encuentra intercalado este cuerpo volcánico.

Para conocer la edad del conjunto de filones y diques se llevó a cabo una datación por el método de K/Ar sobre roca total (M197). Sin embargo no pudo obtenerse una lectura confiable, probablemente debido al alto contenido de carbonato

intersticial cuyo ataque no pudo completarse, produciéndose en consecuencia gran cantidad de gas en la línea del espectrómetro a lo que se sumó el bajo contenido de K (0,33%) de la muestra (Linares, com.verb.).

En base a las relaciones estratigráficas puede decirse que los diques y filones son post-carbónicos inferiores (ya que intruyen a la Formación Cortaderas. La intensa deformación que presentan (y que acompaña a la de las cajas) permite descartar la edad pleistocena que para éstos propone Furque (1969), ya que para ese momento la tectónica era esencialmente de bloques. Por otra parte, de acuerdo a Leveratto (1972), el magmatismo terciario en la Precordillera fue posterior a la deformación compresional y por lo tanto el hecho que los cuerpos acompañen el plegamiento de la secuencia, podría indicar que son anteriores a dicho evento magmático, lo que permitiría asignarlos de manera preliminar al magmatismo gondwánico.

### 7.3. Geoquímica

Sobre muestras provenientes de la facies rosada del pórfiro granítico, de los filones capa y diques y de la sección inferior del cuerpo magmático compuesto se realizaron análisis por elementos mayoritarios y minoritarios por métodos de vía húmeda, en tanto que para la facies blanca del pórfiro granítico se realizaron análisis de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas por el método ICP. Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 20.

	161#	174*	162*	165*	193*	203*	169*
	<i>granodiorita</i>	<i>riolitoide</i>	<i>granodiorita</i>	<i>-----basandesitas-----</i>			
%							
SiO <sub>2</sub>	71.65	59.57	65.66	41.18	55.83	43.89	42.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.64	15.54	13.84	12.98	14.16	14.91	14.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1.86	-	-	-	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.80	2.68	9.57	6.77	5.64	5.53	4.78
FeO	0.95	0.12	0.07	2.79	0.16	2.75	2.22
MnO	0.01	0.05	0.01	0.19	0.08	0.13	0.17
MgO	0.66	1.55	0.22	4.92	2.02	4.90	3.13
CaO	2.26	3.41	1.65	11.08	3.57	5.70	8.89
Na <sub>2</sub> O	5.67	0.58	6.89	2.29	4.73	3.50	3.11
K <sub>2</sub> O	2.63	0.27	0.78	0.80	1.50	0.21	1.12
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.52	0.19	1.81	1.09	1.62	1.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.20	0.13	1.23	1.13	0.25	0.59
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	9.98	1.34	2.76	4.36	8.18	8.10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	1.21	0.45	1.05	1.13	0.99	0.70
LOI	0.38	-	-	-	-	-	-
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-	3.70	-	10.87	5.11	7.15	8.50
Total	102.20	98.98	100.7	100.72	99.75	99.71	100.41
ppm							
Ba	1020						
Be	1						
Sr	<2						
V	25						
Ce	36						

Tabla 20. Análisis de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas para rocas subvolcánicas de Malinón de Arriba, realizados por el método de absorción atómica (†) y por ICP (‡), LOI: pérdida por calcinación a 925°C.

La tabla 21 muestra la composición normativa calculada utilizando la norma CIPW en base anhidra y parámetros

petrológicos correspondientes a las muestras estudiadas. En base a las observaciones petrográficas de las muestras se concluye que los carbonatos son secundarios y por lo tanto no fueron considerados para el cálculo de la norma. Por otra parte se supuso que la carbonatización no fue acompañada por metasomatismo de Ca y/o Mg, en consecuencia, los valores considerados para ambos óxidos son los máximos esperables.

	161	162	174	193	165	203	169
Q	22.43	20.35	54.54	15.10	2.70	5.26	2.57
Or	15.29	4.66	1.87	9.91	5.50	1.51	8.00
Ab	47.19	58.17	5.82	44.92	22.55	35.50	31.67
An	10.29	4.99	18.55	14.56	26.49	29.24	27.44
C	0.62	0.00	10.12	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
En	1.62	0.00	4.58	5.63	3.99	13.61	1.74
Fs	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	2.25	0.00	4.58	5.63	3.99	13.61	1.74
Ru	0.00	0.00	0.39	0.14	0.00	0.00	0.00
Mt	1.14	0.00	0.00	0.00	5.07	5.50	3.88
Hm	0.00	9.68	3.17	6.33	4.37	2.83	3.07
Il	0.52	0.17	0.43	0.59	3.99	3.69	3.55
Tn	0.00	0.25	0.00	1.91	0.00	0.00	0.00
Ap	0.26	0.29	0.53	0.92	3.19	0.67	1.60
MGDI	0.00	1.19	0.00	0.00	22.15	2.19	16.47
Di	0.00	1.19	0.00	0.00	22.15	2.19	16.47
An	40.23	51.72	90.86	59.49	82.82	95.09	77.42
R1	2089	1529	3792	1601	1612	1485	1383
R2	601	459	784	802	1875	1238	1525
ShPl	1.02	0.92	2.09	0.89	0.52	0.91	0.65
ShPa	0.73	0.87	0.08	0.66	0.36	0.40	0.43
ICN	4.24	10.03	7.72	12.69	19.73	23.70	12.57

Tabla 21. Valores normativos calculados con norma CIPW en base anhidra y valores petrológicos.

La composición normativa del conjunto de diques y filones (M203, 165, 169 y 193) se corresponde con su composición modal. La composición normativa de las facies del pórfiro (M161 y 162) es diferente a pesar de la semejanza modal, lo debido a la impregnación limonítica de M162. La diferencia existente en las proporciones de los álcalis sugiere diferencias en las composiciones de los feldespatos. En M174 el alto porcentaje de cuarzo normativo es consecuencia de la silicificación que afecta a la roca produciendo la lixiviación



de los elementos alcalinos.

Las rocas analizadas se clasificaron utilizando la clasificación TAS (figura 45) que se basa en la composición química calculada en base anhidra. Según esta clasificación la muestra 161 corresponde a una riolita, la 162 a una traquidacita, la 182 a una dacita, la 193 a una traquiandesita, la 169 a una andesita basáltica, la 203 a una traquiandesita basáltica y la 165 a un basalto.

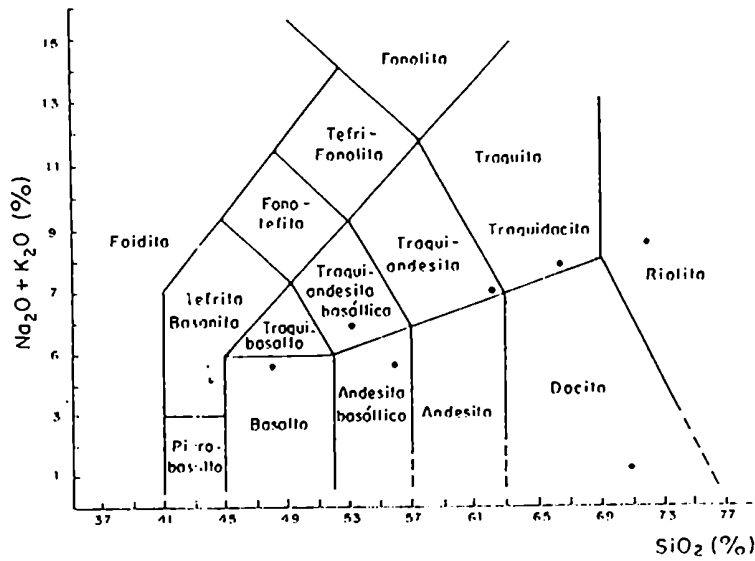


Figura 45. Diagrama TAS (Sabine, 1989) representando las rocas subvolcánicas de Malinán de Arriba.

En el diagrama de Irvine y Baragar (1971) se observa que las muestras consideradas entran en el campo subalcalino (figura 46). En el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) el conjunto marca el tren típico de las suites calcoalcalinas (figura 47) en las que la cristalización temprana de los óxidos de Fe y Ti no permite el enriquecimiento en Fe en los estadios iniciales de la diferenciación. La muestra 162 (triángulo invertido) se aparta del conjunto, sin embargo, debido a que durante todo el Carbonífero imperó en el área un ambiente de subducción podría considerarse en principio que pertenece a la serie calcoalcalina y que el enriquecimiento en Fe respecto de los álcalis se debería a procesos secundarios. En la muestra 174

(triángulo) los procesos de alteración responsables del aumento de la sílice y la lixiviación de los álcalis determina que su posición en el AFM sea incongruente con su composición.

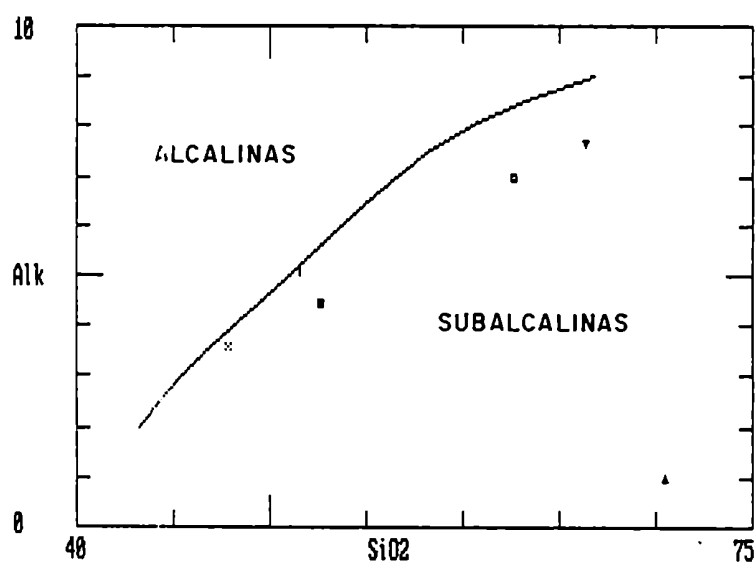


Figura 46. Diagrama álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) vs. sílice (%) diferenciado rocas subalcalinas de alcalinas (Irvine y Baragar, 1971).

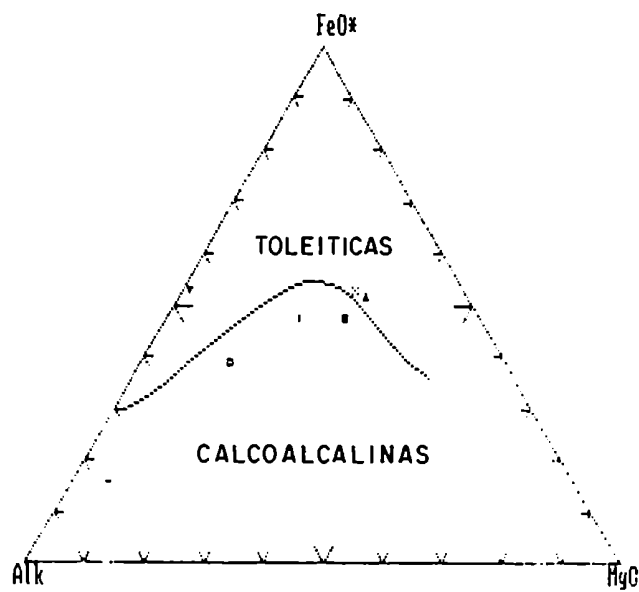


Figura 47. Diagrama AFM para discriminación de rocas calcoalcalinas de toleíticas (Irvine y Baragar, 1971).

En el diagrama de  $\%K_2O$  vs.  $\%SiO_2$  con los campos de bajo, medio y alto K se observa que el conjunto entra en los dos primeros y que insinúa un tren de tendencia positiva como corresponde a un elemento incompatible (figura 48). La muestra 174 no ha sido considerada debido al fuerte empobrecimiento en álcalis consecuencia de la alteración arcillosa.

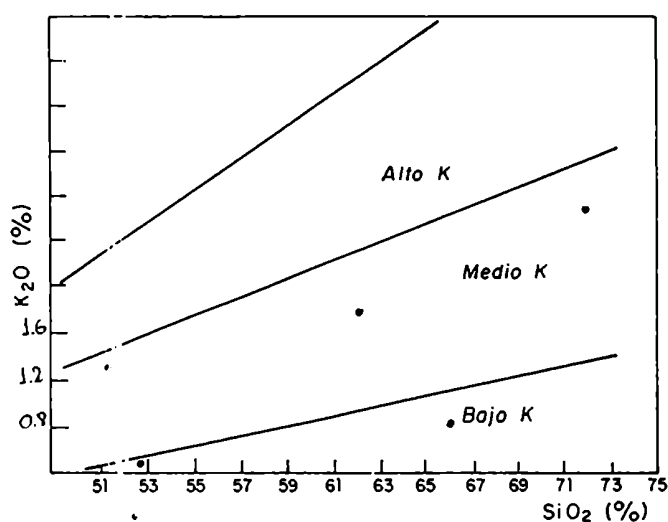


Figura 48. Diagrama  $\%K_2O$  vs.  $\%SiO_2$  marcando los campos de alto, medio y bajo contenido en K (Peccerillo y Taylor, 1976, en Wilson, 1989).

El índice de Shand obtenido para las muestras indica que se trata de rocas metaluminosas, a excepción de la muestra 174 en la que el carácter peraluminoso es un rasgo secundario producido como efecto de la alteración que produjo la lixiviación de los álcalis y por lo tanto el aumento relativo de los constituyentes inmóviles que son la sílice y la alúmina. El carácter metaluminoso de los pórfiros graníticos indica que corresponden al tipo I, es decir que derivan de corteza profunda.

Los diagramas tipo Harker para  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $FeO^*$  y  $Na_2O$  utilizando  $SiO_2$  como discriminante (figura 49 a, b, c y d, respectivamente) definen trenes lineales aproximadamente coherentes como correspondería a rocas cogenéticas. La muestra 174 en el diagrama (d) se aparta notablemente del

comportamiento del conjunto por un marcado empobrecimiento en Na que probablemente se deba a los procesos de alteración que afectan a esta roca, en tanto que la muestra 162 (triángulo invertido) manifiesta un contenido en  $\text{FeO}^*$  ligeramente superior respecto del conjunto como ya se ha observado en el diagrama AFM. Las tendencias negativas obtenidas en (a), (b) y (c) serían consistentes con el fraccionamiento de los minerales ferromagnesianos y la plagioclasa en tanto que la tendencia positiva de (d) se corresponde con el comportamiento incompatible de Na.

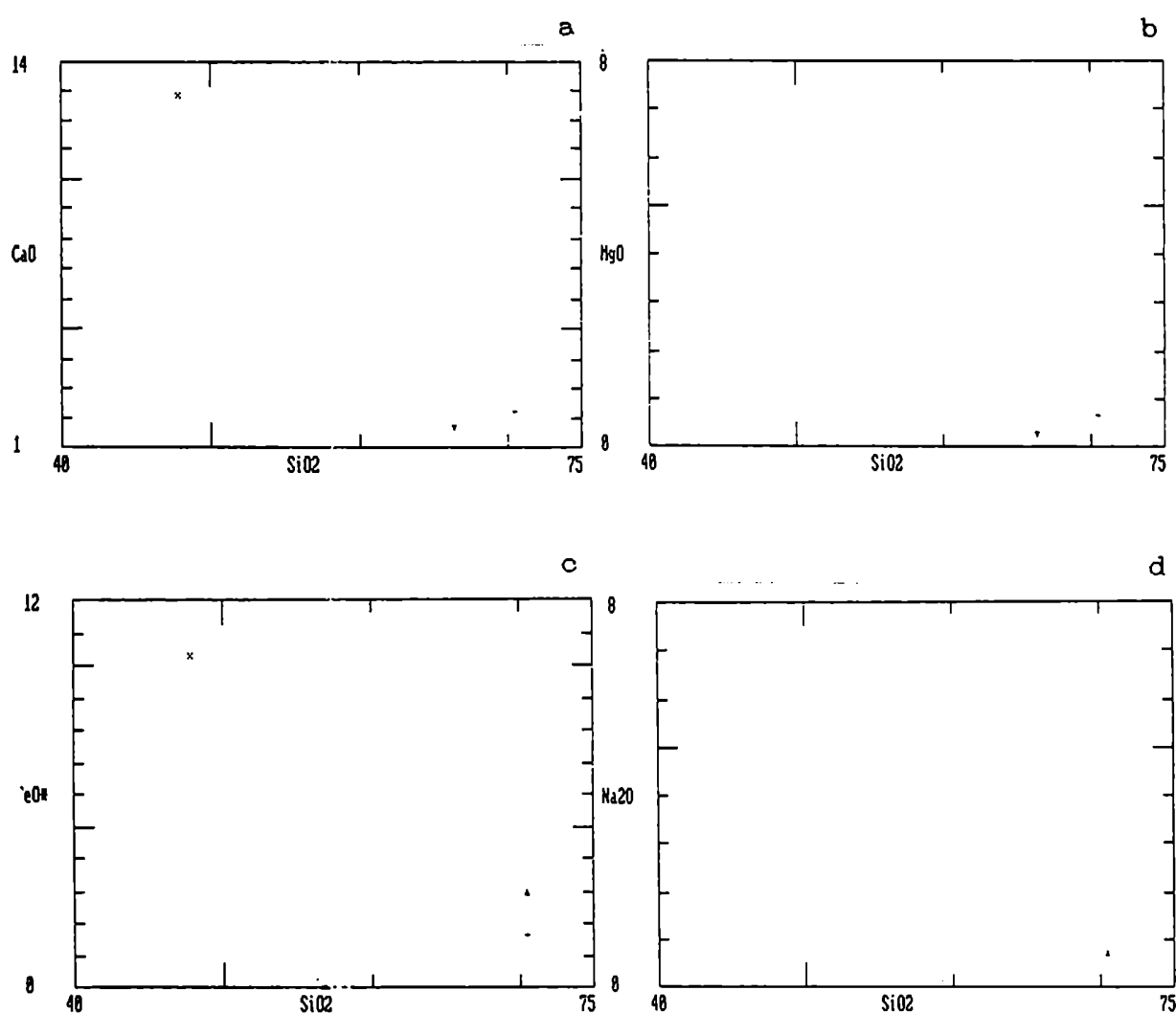


Figura 49. Diagramas tipo Harker utilizando sílice como discriminante. Los valores de los óxidos están considerados en porcentajes.

Con respecto a los elementos traza de la muestra 161 puede decirse que el extremadamente bajo contenido de Sr sugeriría un importante fraccionamiento de plagioclasa. Por otra parte posee un contenido de Ce < 75 ppm lo cual se corresponde con los granitoides subalcalinos de ambiente orogénico (Mpodozis y Kay, 1992).

En la tabla 22 se presentan los valores de los elementos traza y tierras raras con su correspondiente normalización (aproximando a la primer cifra decimal) utilizando los condritos de Leady. Los valores normalizados han sido representados en un diagrama de elementos traza (figura 50).

	FN	169	169*
Ce	0.976	96	94.4
Eu	0.0866	2.2	25.4
La	0.378	47	124.3
Lu	0.0387	0.2	5.2
Nd	0.716	43	60.1
Sc		17	
Sm	0.230	8.7	37.8
Tb	0.054	<1	
Th	0.050	7	140
Tm	0.043	<2	
U	0.015	2	133.3
Y		24	
Yb	0.249	2	8.0

Tabla 22. Contenidos de tierras raras y valores obtenidos por el método de ICP. FN: Factor de normalización en ppm (condritos de Leady).

Muestra	Eu/Eu*	(La/Sm) <sub>N</sub>	(La/Yb) <sub>N</sub>
169	0.91	3.29	4.73

Tabla 23. Cálculo de la anomalía de Eu (Eu/Eu\*) y de la pendiente de la curva para las tierras raras incompatibles (La/Sm)<sub>N</sub> y compatibles (Sm/Yb)<sub>N</sub> del diagrama de trazas (figura 50).

En el diagrama de la figura 50 puede observarse un marcado empobrecimiento de los elementos compatibles (también puesto en evidencia por la relación (Sm/Yb)<sub>N</sub>, tabla 23) y

ausencia de depresión en las tierras raras intermedias que indicarían la existencia de granate residual en la fuente y por lo tanto condiciones de alta presión. El marcado enriquecimiento en elementos incompatibles (de acuerdo al diseño de la curva de la figura 50 y a la relación  $(La/Sm)_N$ , tabla 23) es característico tanto de los granitos como de los basaltos de la serie calcoalcalina (Pearce et al., 1984). Por otra parte la anomalía negativa de Eu (tabla 23) sugiere que la plagioclasa habría constituido una fase residual conjuntamente con el granate.

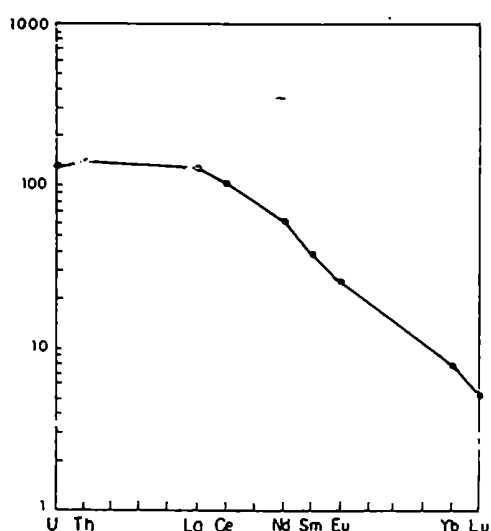


Figura 50. Diagrama de elementos traza correspondiente a la muestra 169.

#### 7.4. Consideraciones

La edad de los pórfiros granodioríticos permite asignarlos al magmatismo carbonífero el cual está vinculado a un ambiente de subducción. El carácter calcoalcalino y metaluminoso indica que se trata de un granitoide de arco de tipo I, es decir que deriva de corteza profunda. Debido a que la facies más joven se habría emplazado -de acuerdo a su edad- en un ambiente similar al de la más antigua, el desplazamiento hacia el campo toleítico en el diagrama AFM se considera consecuencia de variaciones en la composición química producidas por efectos secundarios (impregnación con óxidos de hierro). La textura porfírica y la similitud en el tamaño de grano indican que estos cuerpos se han emplazado a poca profundidad y que probablemente su nivel de emplazamiento haya sido similar.

Las características geoquímicas, tipo de alteración y estilo de deformación indican que el conjunto de diques y filones sería cogenético en tanto que las texturas que presentan ponen en evidencia que se han emplazado a diferentes niveles pero siempre a poca profundidad. Las relaciones estratigráficas permiten decir que son post-carboníferos inferiores y que de acuerdo al estilo de deformación que presentan probablemente correspondan al ciclo magmático gondwánico. Estos corresponden a un típico magmatismo de arco, calcoalcalino, metaluminoso y de bajo a medio K, con un diagrama de trazas típico de las suites pertenecientes a este ambiente en el que se observa una depresión en los elementos compatibles que sugiere la presencia de granate residual en la fuente y por lo tanto condiciones de alta presión. Estas características geoquímicas permiten acotar su edad entre el Carbonífero inferior tardío y el Pérmico inferior, ya que a partir del Pérmico superior el magmatismo fue extensional y por lo tanto de tipo alcalino. La similitud en la edad y en el comportamiento geoquímico del conjunto de diques y filones y del pórfiro granítico permiten

insinuar la posibilidad de que sean cogenéticos.

La estructura bandeada del cuerpo magmático compuesto sugiere que este está constituido por niveles de colada con similar composición y textura lo cual indicaría una vinculación genética entre ellos. Esta afirmación se ve sustentada por la presencia de un nivel compuesto por sucesivas generaciones de minerales secundarios, probablemente producto de un sistema geotermal superficial, el cual se encuentra intercalado entre las lavas. De tratarse de niveles lávicos su edad estaría acotada al Carbonífero inferior temprano que es la edad de la Formación Malimán la cual contiene a este cuerpo. Los estudios geoquímicos realizados sobre la sección b indican que la alteración hidrotermal que afecta a este nivel produjo la modificación de las características químicas primarias, otorgándole una peraluminosidad secundaria y un marcado empobrecimiento en Na y K por efecto de la lixiviación ácida, permaneciendo el Ca y el Mg retenidos como carbonatos.



## 8. CARACTERIZACION DEL MAGMATISMO DEL SECTOR CENTRO Y SUR DE LA SIERRA DE VOLCAN.

Los estudios estratigráficos y petrológicos de las rocas magmáticas aflorantes en el sector centro y sur de la sierra de Volcán permiten establecer correlaciones y comparaciones entre las características del magmatismo de las diferentes comarcas analizadas.

Sobre la base de correlaciones estratigráficas y dataciones isotópicas puede decirse de manera preliminar que las todas rocas magmáticas del área estudiada serían el resultado del magmatismo gondwánico. Tanto las volcanitas de Carrizal como las de Cerro Colorado (excepto los diques andesíticos) son correlacionables por sus características geoquímicas con la sección inferior del Grupo Choiyoi, lo que permite acotar su edad al Pérmico inferior. En Malimán el magmatismo se habría dado entre el Carbonífero inferior y el Pérmico inferior.

Los análisis de elementos mayoritarios indican que toda la suite de rocas analizadas (básicas a ácidas) pertenecientes a las comarcas de Malimán y Carrizal corresponden a la serie calcoalcalina, característica de ambiente de arco volcánico en tanto que en la comarca de Cerro Colorado se encuentra una suite de rocas más antiguas (ácidas a intermedias) pertenecientes a la serie calcoalcalina y rocas más jóvenes, mesosilícicas, de filiación alcalina, lo que marcaría dentro de la secuencia volcánica un cambio desde un ambiente de subducción a uno de tipo extensional el cual según Mpodozis y Kay (1992) se habría dado para el Pérmico medio. Por otra parte las rocas del área de Cerro Colorado pertenecen, a diferencia de las de Carrizal y Malimán, a la serie de alto K, lo cual es indicador de mayor espesor cortical respecto de las otras comarcas analizadas.

Los riolitoides y granitoides provenientes de las tres

comarcas analizadas presentan contenidos de Ce típicos de los granitoides de ambiente orogénico, en tanto que su carácter metaluminoso permite asignarlos al tipo I, es decir derivados de corteza profunda.

El diagrama de trazas para las rocas calcoalcalinas de las tres comarcas consideradas muestra un marcado enriquecimiento en los elementos incompatibles, característico de toda la suite de esta serie y un empobrecimiento en los elementos compatibles que sugiere la presencia de granate como fase residual, es decir condiciones de alta presión en la fuente. Estas condiciones de alta presión también se verifican para las rocas alcalinas aflorantes en el área de Cerro Colorado en las que el enriquecimiento en los elementos incompatibles es acorde con el bajo grado de fusión que caracteriza a las rocas de esta serie.

Los contenidos de Ba de las muestras de las distintas comarcas son variables pero siempre elevados lo que implicaría la subducción de sedimentos oceánicos que habrían aportado este elemento a los fluidos de la zona de subducción.

## **9. CONCLUSIONES**

1. El magmatismo de la comarca de Carrizal está representado por apófisis riolíticas a dacíticas y filones andesíticos que intruyen al Grupo Angualasto de edad Carbonífera inferior.

2. La geoquímica de las apófisis de Carrizal indica que son cogenéticas y pertenecen a la serie calcoalcalina de medio K. Su mineralogía demuestra que la peraluminosidad es secundaria y por lo tanto serían rocas metaluminosas. De acuerdo a su composición química se trataría de riolitoides de arco lo cual es corroborado por el diseño de los elementos traza del que también surge que la fuente se encontraba bajo condiciones de alta presión. El filón andesítico también pertenece a la serie calcoalcalina pero se aparta del comportamiento del conjunto, probablemente como consecuencia del distinto tipo de alteración que la afecta.

3. La datación de la riolita de la Quebrada de Volcán arrojó una edad de  $261 \pm 22,0$  Ma, que la ubica estratigráficamente entre el Pérmico inferior y el límite entre el Triásico inferior y medio lo que permite asignar al conjunto de apófisis ácidas al ciclo magmático permo-triásico o Choiyoi. Las características geoquímicas que presentan, típicas de rocas de arco magmático, las hace comparables a las unidades más antiguas del Batolito de Colanguil, quedando acotadas por debajo del Pérmico superior.

4. Vinculado al magmatismo de la comarca de Carrizal se encuentra una mineralización diseminada y en venillas que en sectores llega a conformar un stockwork. Sin embargo la mineralización está en parte controlada por la estructura ya que las venas mayores presentan rumbos coincidentes con las direcciones principales de fallamiento de la comarca (N 15°E y N 75° E).

5. La distribución de las alteraciones hipogénicas de la zona

de Carrizal muestra un patrón concéntrico con un núcleo de alteración biotítica seguido hacia afuera por una zona de alteración sericítica y por último una zona de alteración predominantemente clorítica, siendo la sericitización posterior a la biotitización y a la cloritización.

6. La alteración biotítica se habría producido a partir de soluciones de alta temperatura y con valores elevados de  $a(K^+)/a(H^+)$  que produjeron el reemplazo de un máfico que formaba parte de la matriz original de la roca (probablemente clorita) por biotita. Hacia los bordes de la zona alterada disminuye la  $a(K^+)$  y la temperatura y en consecuencia la biotita comienza a ser inestable y se estabiliza la clorita.

La alteración sericítica fue selectiva y afectó de forma intensa a los intrusivos en tanto que en las cajas fue leve a moderada pudiendo en este caso explicarse la persistencia de plagioclasa como consecuencia de una alta  $a(Ca^{2+})$  de las soluciones cuyo origen estaría en la puesta en solución de carbonatos diagenéticos por acción de aguas calientes circulantes. En los sectores externos de la zona de alteración sericítica la presencia de caolinita acompañando a la sericita indica que la temperatura de los fluidos disminuyó hasta alcanzar el límite de estabilidad entre ambos minerales.

Los procesos de silicificación implican un metasomatismo de sílice en soluciones ácidas sobresaturadas. La carbonatización es la alteración más difundida en el área y de acuerdo a las relaciones texturales habría sido posterior a la silicificación. La carbonatización probablemente habría estado promovida por el brechamiento de las cajas que permitió que las soluciones alcanzaran el punto de ebullición.

7. El proceso se habría iniciado con soluciones de elevada  $a(K^+)$  fundamentalmente de origen magmático las que habrían producido la biotitización y a mayores distancias donde la concentración y temperatura habrían sido menores y donde la

participación magmática es menor se habría estabilizado la clorita preeexistente (etapa de circulación temprana). Posteriormente se produce el colapso del sistema (etapa de circulación tardía) que da lugar a los procesos de sericitización (con distinta intensidad en las cajas y los cuerpos intrusivos, probablemente debido a la inmiscibilidad parcial de fluidos de distinto origen) y silicificación. La puesta en solución de carbonatos diagenéticos y el brechamiento de las cajas habría favorecido la profusa carbonatización tardía que se observa en toda el área.

8. La mineralización fue afectada por procesos de oxidación los cuales fueron controlados principalmente por las direcciones mayores de fallamiento del área (N 10°E y N 75°E) como lo pone en evidencia la geometría de la faja oxidada. Como resultado de los procesos supergénicos se genera una zona de oxidación intensa asociada a la zona de alteración sericitica que probablemente corresponda al halo de pirita.

9. La presencia de una ganga carbonática, con fuerte poder neutralizante produjo la rápida precipitación de los óxidos e hidróxidos de hierro dando lugar a limonitas pulverulentas las cuales están acompañadas de otros productos de oxidación entre los que se reconoció yeso, cobre color y escorodita.

10. Estudios de testigos indican que el mineral dominante de la asociación metalogenética es la pirita, pudiendo inferirse por las relaciones espaciales el siguiente orden de cristalización: pirrotina-pirita y blenda-calcopirita-melnikovita-pirita. La cristalización de la arsenopirita sería anterior a la de la melnikovita en tanto que la marcasita es anterior o simultánea con la primera generación de pirita. No es claro el orden de depositación entre la pechblenda y la pirita. El Au aparece como elemento nativo y aislado de los sulfuros.

11. La relación existente entre las asociaciones

metalogenéticas y las de alteración hidrotermal encontradas en superficie indican que las soluciones mineralizantes habrían tenido una evolución general marcada por un incremento en la fugacidad  $O_2$  y de S. Sin embargo el reemplazo de pirita por calcopirita indica que hubo un aumento significativo en la  $a(H_2S)$  y por lo tanto una disminución transitoria (ya que posteriormente se reinicia la cristalización de la pirita) de la fugacidad de S, de esta manera el comportamiento de las soluciones no habría sido completamente lineal. La presencia de  $CO_2$  en el sistema aumenta el campo de estabilidad de los carbonatos los cuales se forman en lugar de la anhidrita y de la pirrotina.

12. Es probable que el U ya estuviera presente en las cajas cuando se estableció este sistema hidrotermal. Las soluciones hidrotermales ricas en  $CO_2$  produjeron la puesta en solución del U movilizándolo como carbonato de uranilo. Durante el ascenso de los fluidos habrían perdido presión de  $CO_2$  desestabilizando el complejo y reduciendo el  $U^{6+}$  a  $U^{4+}$  formando la pechblenda y oxidando las especies de sulfuros deteniendo en consecuencia su precipitación.

13. Las relaciones existentes entre los tenores de Cu, Zn y Fe indican que estos se encuentran genéticamente vinculados aumentando sus concentraciones de forma conjunta. El Pb también estaría vinculado a estos elementos pero muestra un comportamiento opuesto en las soluciones mineralizantes. El Au y Ag también parecen tener vinculación genética con el resto de los elementos metálicos evidenciando un comportamiento similar al de Cu, Zn y Fe en las soluciones mineralizantes.

14. Los tenores obtenidos para el Pb en superficie probablemente sean los máximos esperables ya que este habría quedado retenido como carbonato en la zona de oxidación en tanto que en la zona de enriquecimiento estaría constituyendo carbonatos o sulfatos, ambos insolubles. El Fe tiene un comportamiento similar al del Pb quedando retenido tanto en la

zona de oxidación como de enriquecimiento constituyendo limonitas. El Au nativo también es un elemento inmóvil y por lo tanto sus tenores no se modificarán en profundidad. El máximo tenor de Au proviene de la veta con escorodita. Las sales de plata que se forman en la zona de oxidación son insolubles y por lo tanto los tenores de este elemento no experimentarán variaciones sustanciales en profundidad. El Zn en el sombrero de Fe queda retenido principalmente como carbonato no variando sus tenores respecto de la mena hipogénica, aunque pueden disminuir en la zona de enriquecimiento si se forma el sulfato soluble. Con respecto al Cu la existencia de carbonatos de Cu en la zona de oxidación indica que es probable que haya quedado en gran parte retenido en la zona oxidada, no habiéndose producido un significativo aumento de las leyes en la zona de enriquecimiento.

.

15. La zonación de las alteraciones hidrotermales hipogénicas, la vinculación de la mineralización con un magmatismo calcoalcalino típico de arco volcánico y la asociación metalogenética presente compuesta por minerales de Cu, Mo, As, Pb, Zn, Au y Ag permiten clasificar a la manifestación Carrizal como un pórfiro de Cu y Mo. De esta manera la mineralización sería singenética con el magmatismo lo que determina la validez de la datación radimétrica de la riolita de la Quebrada de Volcán.

16. Los elevados tenores de As, Bi y Sb de las venas con escorodita y la presencia de telururos de Bi como parte de la asociación metalogenética sugieren una mineralización de baja temperatura. Estos sistemas ricos en As y Sb son característicos de los sectores superiores y de menor temperatura de los pórfiros, por lo tanto la manifestación Carrizal estaría localizada en la parte superior de la faja donde se ubican la mayoría de los depósitos de tipo cobre porfírico.

17. En la comarca de Cerro Colorado aflora un complejo volcánico que constituye un centro efusivo fuertemente denudado cuya primera mención y descripción corresponde a Rubinstein (1991). Este está integrado desde la base hacia el techo por conglomerados, pórfiros y coladas andesíticas seguidos por depósitos de rocas piroclásticas de caída entre los que se intercalan conglomerados y por encima de los cuales se encuentran depósitos de flujo piroclástico. Sigue en la secuencia un domo lávico riolítico y diques de similar composición culminando el magmatismo con diques andesíticos.

18. La datación radimétrica del domo riolítico de Cerro Colorado arrojón una edad de 265 ± 18 Ma que permite ubicar estratigráficamente el complejo volcánico entre el Pérmico inferior y el Triásico inferior siendo de esta forma correlacionable con el Grupo Choiyoi.

19. De acuerdo a las características estructurales, texturales y composicionales de los depósitos piroclásticos y lávicos estos serían proximales respecto de la boca de emisión y habrían resultado de una actividad eruptiva ácida de tipo pliniana y probablemente subaérea.

20. La actividad volcánica ácida se habría producido en tres etapas: a. Etapa pliniana que produce los depósitos de caída a partir de una columna eruptiva inestable. Esta se habría dado en dos pulsos separados por un período de inactividad durante el cual se reinició el ciclo sedimentario; b. Colapso de la columna eruptiva (probablemente como consecuencia de la expansión de la boca de emisión) lo que origina un flujo piroclástico que produce los depósitos de ignimbritas; c. etapa efusiva que produce la efusión de una lava riolítica.

21. La composición química de las rocas subvolcánicas, volcánicas y piroclásticas -exceptuando los diques andesíticos póstumos- indica que se trata de rocas cogenéticas producidas por un típico magmatismo de arco de tipo calcoalcalino de alto



K y metaluminosos, cuya fuente estuvo sometida a condiciones de alta presión. Por lo tanto esta sección del complejo volcánico de Cerro Colorado sería correlacionable con la Sección Inferior del Grupo Choiyoi.

22. Los diques andesíticos difieren de las andesitas de la Sección Inferior en el tipo de alteración y en la filiación alcalina aunque también evidencian condiciones de alta presión en la fuente. Estos serían producto del subplacado basáltico que se alzó hasta la base de la corteza al finalizar la subducción en el Pérmico superior y parte del cual habría ascendido a niveles poco profundos favorecido por la tectónica extensional dando lugar a estos diques alcalinos. La ausencia de productos de fusión cortical (Sección Superior del Grupo Choiyoi) podría deberse a que la corteza involucrada era relativamente refractaria.

23. El carácter calcoalcalino y metaluminoso del pórfiro granítico de la Quebrada de La Cortadera (Malimán) permite asimilarlo a un granitoide de tipo I, es decir vinculado a un ambiente de subducción y cuya fuente ha sido la corteza profunda.

24. Las características geoquímicas, tipo de alteración y estilo de deformación indican que el conjunto de diques y filones que intruyen las sedimentitas neopaleozoicas de la comarca de Malimán, sería cogenético y correspondería a un magmatismo de arco calcoalcalino de bajo a medio K y metaluminoso. Las relaciones estratigráficas y el estilo de deformación permite asignarlos al ciclo magmático gondwánico y en particular al período previo a la desactivación del arco magmático. La similitud en la edad y comportamiento geoquímico de estos cuerpos y el pórfiro granítico permiten insinuar la posibilidad de que sean cogenéticos.

25. La presencia de probables niveles lávicos intercalados en la Formación Malimán corroborarían la existencia de

manifestaciones efusivas del magmatismo eocarbonífero en la zona de Precordillera Occidental. Los procesos de alteración hidrotermal que afectaron a estos niveles de lava produjeron la lixiviación parcial de los elementos alcalinos modificándose en consecuencia la composición química original.

## 10. REFERENCIAS

- ACEÑOLAZA, A.; TOSELLI, A. Y BERNASCONI, A. 1971. La Precordillera de Jagué, La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural. Acta Geológica Lilloana, Tomo XI:14. Tucumán.
- ACEÑOLAZA, F.G. Y A.J. TOSELLI, 1981. Geología del noroeste argentino. Publicación Especial Facultad de Ciencias Naturales Universidad Nacional de Tucumán, 1287; 210p. Tucumán.
- ANTONIETTI, C. 1975. Yacimiento Carrizal Sectores V y VI. Prov. de San Juan. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe inédito.
- ANTONIETTI, C. 1977. Yacimiento El Carrizal. Observaciones y sugerencias. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe inédito.
- AZCUY, C. Y CAMINOS, R. 1987. Características paleogeográficas y diastólicas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur: una reseña. IV Congreso Peruano de Geología (en prensa).
- BEANE, R. Y TITLEY S., 1980. Porphyry copper deposits, part II. Economic Geology 75 th Anniversary Volume (1905-1980).
- BEER, J.; T. JORDAN Y N JOHNSON, 1987. Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco, provincia de San Juan, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas II: 83-86, Tucumán.
- BEER, J. 1989. Magnetic polarity stratigraphy and depositional environments of the Bermejo Basin, and seismic stratigraphy of the Iglesia Basin, Central Andes. Ph.D. Thesis, Cornell University. 195 pp.
- BELLUCO, A.; DIEZ, J. Y ANTONIETTI, C. 1972. Los depósitos uraníferos de las Provincias de La Rioja y San Juan. V Congreso Geológico Argentino, Actas II: 9-33. Córdoba.
- BLANCHARD, R. 1968. Interpretation of leached outcrops. Nevada Bureau of Mines, Bulletin 66. Editor Mackay School of Mines, University of Nevada, 196 p. Nevada.
- BOYLE, R. W. 1979. Hypogene wall-rock alteration processes associated with epigenetic gold deposit. The geochemistry of gold and its deposits (together with a

chapter on geochemical prospecting for the elements)  
Geological Survey Bulletin 280: 207-248.

CABALLE, M. 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal entre los ríos Manrique y Calingasta (provincia de San Juan). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de la Plata. 348 pp.

CABALLE, M. 1990. Magmatismo permo-triásico al oeste de Calingasta, Cordillera Frontal de San Juan, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, Actas I: 28-31. San Juan.

CAMINOS, R. Cordillera Frontal. II Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Editor A.F. Leanza, vol. I, pp. 397-454.

CAMINOS, R.; CORDANI, V.G.Y E. LINARES (1979). Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. II Congreso Geológico Chileno, Actas: 1:43-61, Santiago.

CAS, R. Y J. WRIGHT, 1987. Volcanic Successions. Modern and ancient. Editor Chapman y Hall, 528 p. London-Glasgow-New York-Tokyo-Melbourne-Madras.

CATHLES, L. M. 1991. The importance of vein selvaging in controlling the intensity and character of subsurface alteration in hydrothermal systems. Economic geology 86: 466-471.

COIRA, B. Y KOUKHARSKY, M. 1976. Efusividad tardío-hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona de Arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. I Congreso Geológico Chileno, Actas: 105-123. Santiago.

CORTES, J. 1985. Vulcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de la estancia Tambillos, provincia de Mendoza, República Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Actas I: 89-108. Antofagasta.

COX, D.; SINGER, D. Y RODRIGUEZ, E. 1987. Ore deposits models. United States Department of the Interior Geological Survey, Open file report 87-486, p. 336.

CUNEY, M. 1978 Geologic environment, mineralogy, and fluid inclusions of the Bois Noirs-Limouzat Uranium Vein, Forez, France. Economic Geology 73 (8): 1567-1610.

FURQUE, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol

- Prov. La Rioja-Prov. San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 92, 104 p.
- FURQUE, G. 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 150, 79p.
- FURQUE, G. Y BALDIS, B. 1975. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. VI Congreso Geológico Argentino, Actas III: 241-251. Bahía Blanca.
- FURQUE, G. Y CUERDA A. 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Editor A.F. Leanza, vol 1 pp. 455-522.
- FURQUE, G. Y CUERDA, A. 1984. Estilos tectónicos de la Precordillera. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II: 368-380. S. C. de Bariloche.
- GILBERT, J. Y PARK Jr. CH. F. 1985. The geology of ore deposits. Editor W.H. Freeman and Company, 985 p. New York.
- GONZALEZ, C. Y BOSSI, G. 1986. Los depósitos carbónicos al oeste de Jaguel, La Rioja. IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas I: 231-236. Mendoza.
- HANSON, G. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth and Planetary Science Letters, 38: 26-43.
- HEMLEY, R. Y McNABB, A. 1978. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. Economic Geology 73 (1): 1-20.
- HENDERSON, P. 1984. Rare earth geochemistry. Development in Geochemistry 2. Elsevier, 510 p. Amsterdam.
- IRVINE, T. Y BARAGAR, R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal Earth Science 8: 523-548.
- JOHNSON, A.; T. JORDAN; JOHNSON, N. Y C. NAESER, 1987. Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcanoclástica, Rodeo, provincia de San Juan, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas II: 87-90, S. M. de Tucumán.
- KAY, S.; MAKSAEV, V.; MPODOZIS, C.; MOSCOSO, R.; MASI, C. Y C. GORDILLO, 1988. Tertiary Andean magmatism in Argentina

- and Chile between 23°S and 33°S. Correlation of magmatic chemistry with changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Science* 6: 21-38.
- KAY, S.; RAMOS, V.; MPODOZIS, C. Y SRUOGA, P. 1989. Late paleozoic to jurassic silicic magmatism at the gondwana margin; analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 5: 324-328.
- LARSEN E. Y GOTTFRIED, D. 1960. Uranium and thorium in selected suites of igneous rocks. *American Journal of Science*, Bradey Volume 259-A: 151-169.
- LEVERATTO, M. 1972. La eruptividad subvolcánica terciaria en la Precordillera de San Juan, entre el río Jáchal y el arroyo de las Cabeceras, provincia de San Juan. Caracterización petrológica y vinculación con la estructura. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 128 pp.
- LIMARINO, C.; CESARI, S. Y PAGE, R. 1988 Nuevas precisiones acerca de la edad de algunas fases diastróficas del Paleozoico superior argentino. *Revista Asociación Geológica Argentina* 43 (4): 562-566.
- LIMARINO, C. Y S. CESARI, 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). *Revista Asociación Geológica Argentina* 47 (6): 61-72.
- LISTER, G. Y SNOKE, A. 1984. S-C Milonites. *Journal of Structural Geology* 6 (6): 617-638.
- LOWELL, J. Y GUILBERT, J. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry deposits. *Economic Geology* 65 (2): 373-407.
- LLAMBIAS, E.; SATO, A. Y C. CASTRO, 1990. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el Batolito de Colanguil. XI Congreso Geológico Argentino, Actas I: 79-82, San Juan.
- LLAMBIAS, J.E. Y SATO, A. M., 1990. El Batolito de Colanguil (29-31°S) Cordillera Frontal Argentina: Estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17 (1): 89-108.
- LLAMBIAS, E.; CAMINOS, R. Y C. RAPELA, 1991. Cap. XIV Magmatismo. Sistema Pérmico en la República Argentina y República Oriental del Uruguay. XII Congreso Internacional de la estratigrafía y geología del Carbonífero y Pérmico. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Pre-impresión.

- LLAMBIAS, E.; KLEIMAN, L. Y J. SALVARREDI 1993. El magmatismo gondwánico. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 53-64, (Editor) V. Ramos, Mendoza.
- MALVICINI, L. Y F. GARRASINO, 1991. Recursos económicos. El Sistema Pérmico en la República Argentina y República Oriental de Uruguay. XII Congreso internacional de la estratigrafía y geología del Carbonífero y Pérmico. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Pre-impresión.
- MAZZONI, M. 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. Asociación Geológica Argentina. Serie "B" Didáctica y Complementaria N°14, 115 p. Buenos Aires.
- MERODIO, J. 1985. Métodos estadísticos en geología. Asociación Geológica Argentina. Serie "B" Didáctica y Complementaria N°13, 229 p. Buenos Aires.
- MEYER, CH. Y HEMLEY, J. 1967 Wall rock alteration en Geochemistry of hidrothermal ore deposits. Editor H. Ll. Barnes, Universidad de Pensylvania, pp. 167-235.
- MIRRE, J. 1966. Geología del valle del río Los Patos entre Barreal y los Hornillos. Revista Asociación Geológica Argentina 21 (4): 211-231.
- MITCHELL, A. Y GARSON, M. 1981. Mineral deposits and global tectonic setting. Emic Press, 405 p. Toronto-Sidney - San Francisco.
- MORENO PERAL, E. 1986. Resultados de exploración por sondeos, Yacimiento el Carrizal, San Juan. Comisión Nacional de Energía Atómica, Informe inédito.
- MPODOZIS, C. Y S. KAY, 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). Geological Society of American Bulletin 104: 999-1014.
- NAVARRA, P. 1977. Informe sobre el estado actual de los estudios geológicos Yacimiento El Carrizal- Provincia de San Juan. Comisión Nacional de Energía Atómica. Informe inédito.
- PEARCE, J.; N. HARRIS Y A. TINDE, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25 (4): 956-983.
- PALACHE, CH., BERMAN, H. Y C. FRONDEL. 1957. The System of

- Mineralogy of James D. Dana and Edward S. Dana, vol II.  
J. Wiley & Sons, 1124 p. New York-London.
- PEREZ, D. Y RAMOS, V., 1990. La actividad magmática gondwánica. Proyecto 211. Late Paleozoic of South América. Abstracts: 89. Buenos Aires.
- PETTIJHON, F.; POTTER, P. Y R. SIEVER, 1987. Sand and sandstones (2° edición). Springer Verlag, 553 p. New York-Berlin-Heidelberg-London-Paris-Tokyo.
- QUARTINO, B. 1969. Perfil cordillerano al oeste de Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina 24 (4): 389-392.
- RAMDOHR, P. 1966. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, 1174 p. Germany.
- RAMOS, V. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. Geological Society of America. Special Paper 218.
- RAMOS, V.A. Y KAY, S.M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, Central Argentina. Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America Special Paper. R. Harmon y C. Rapella, pp. 79-91.
- RAMOS, V.; T.E. JORDAN; R.E. ALLMENDINGER; S.M. KEY; J.M. CORTES. Y PALMA, M.A. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II: 84-106. S.C. de Bariloche.
- RAPALLINI, A. 1989. Estudio paleomagnético del vulcanismo permotriásico de la región andina de la República Argentina. Consecuencias tectónicas y geodinámicas. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 278 pp.
- RUBINSTEIN, N. 1991. Rocas de Falla de la Formación Cortaderas, provincia de San Juan. VII Reunión sobre Microtectónica, Acta: 47-52, Bahía Blanca.
- RUBINSTEIN, N., 1991. Volcanismo del Paleozoico superior - Triásico en el sur de la Sierra de Volcán, provincia de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 46 (3-4): 345-348.
- RUBINSTEIN, N., 1992 a. Mineralización en rocas de contacto de la Formación Cortaderas, provincia de San Juan. Actas 1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia y 1° Reunión de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas



Ultrabásicas, Actas I: 248-253. La Plata.

RUBINSTEIN, N., 1992 b. Carrizal de Arriba: Una manifestación de tipo porfírico. (provincia de San Juan). Actas 4° Congreso Nacional y 1° Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas I: 253-255. Córdoba.

RUBINSTEIN, N. Y KOUKHARSKY, M.L. 1994. Edades isotópicas de manifestaciones del volcanismo neopaleozoico en la Precordillera Occidental. Revista Asociación Geológica Argentina (en prensa).

RUBINSTEIN, N. 1994. Escorodita como constituyente de venas en la manifestación Carrizal, San Juan, Argentina. II Reunión de Mineralogía y Metalogenia y I Reunión de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas, Actas I: 457-461. La Plata.

SABINE, P. 1989. Setting standards in petrology. The Commission on Systematics in Petrology. Episodes 12 (2): 84-86.

SARUDIANSKY, R. 1971. Estratigrafía y estructura del Paleozoico medio al este de Malimán, prov. de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires.

SATO, A.M. Y LLAMBIAS, E.J., 1993. El Grupo Coiyoi, provincia de San Juan: Equivalente efusivo del Batolito de Colanguil. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: 156-165, Mendoza.

SCALABRINI ORTIZ, V. 1970. Litología, variaciones faciales proveniencia y paleocorrientes del Carbónico de la Hoja 17b- Guandacol - Norte de la Precordillera sanjuanina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 104 p.

SCALABRINI ORTIZ, V. 1972. El Carbónico de la precordillera al norte del río Jáchal. V Congreso Geológico Argentino, Actas III: 387-401, Córdoba.

SESSAREGO, E. 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de la sierra del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 330 pp.

SHAW, S.; LLAMBIAS, E. Y SATO A.M. 1990. New Rb/Sr age determinations from the Colanguil Batholith between 29°-31° S, Frontal Cordillera, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 461, San Juan.

SIBSON, E. 1977. Rocks fault and fault mechanism. Journal

- Geological Society of London 133: 191-213.
- SILLITOE, R. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology* 68: 799-815.
- SILLITOE, R. 1977. Permo-carboniferous, upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper - type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology* 72: 99-109.
- SIMON, W. 1986. Inspección minera de las minas de arsénico y uranio del Carrizal de Arriba. Departamento Iglesia, San Juan. Convenio C.F.I.- Gobierno de San Juan, Informe inédito.
- SIMON, W. Y A. CARDINALI, 1987. Análisis estructural de la mineralización hipogénica del Carrizal (sierra de Volcán) San Juan - Argentina. II Reunión de Microtectónica, Actas I: 131-139, San Juan.
- SPARKS, R.; STASIUK, V.; GARDEWEG, M.Y D. SWANSON, 1993. Welded breccias in andesite lavas. *Journal of Geological Society, London* 150: 897-902.
- STIPANICIC, P.; RODRIGO, F.; BAULIES, O.L. Y MARTINEZ, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista Asociación Geológica Argentina* 23 (2): 67-98.
- SUPPE, G. 1985. Principles of structural geology. Prentice Hall, 980 p.
- TERUGGI, M. 1980. La clasificación de las rocas ígneas según la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). Colección Ciencias de la Tierra, Estudios N°1. Ediciones Científicas Argentinas Librart, 34 p. Buenos Aires.
- WILSON, M. 1989. Igneous Petrogenesis. Editor Unwin Hyman, 466 p. London-Boston-Sydney-Wellington.

## **AGRADECIMIENTOS**

Deseo expresar mi sincero agradecimiento a:

El Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por otorgar las becas que permitieron llevar adelante la investigación que requirió la presente Tesis Doctoral.

El Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires, que constituyó el lugar de trabajo y aportó tecnología para la realización del mismo.

Los técnicos de los Laboratorios de Petrotomía de Rocas, Análisis Químicos y Difracción de Rayos X del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires que tuvieron a su cargo la preparación y análisis de parte del material estudiado.

La Dirección General de Fabricaciones Militares en la persona del Dr. Vicente Méndez por la realización de los análisis de elementos metálicos en los laboratorios de dicho organismo.

La Dra. Magdalena M.L. Koukharsky por la dirección de las becas de investigación que desembocaron en la presente Tesis Doctoral.

La Comisión Nacional de Energía Atómica (C.N.E.A.) sede Buenos Aires, que facilitó material de testigos de perforación para su estudio y bibliografía concerniente al área de interés.

La Lic. Orquídea Morello (C.N.E.A., Buenos Aires) por la realización de análisis por Difracción de Rayos X de una importante parte del material analizado.

La Dra. Felisa Bercowski por prestar la movilidad necesaria para acceder a la zona de trabajo.

Los Dres. M. Brodkorb y C. Limarino por la ayuda prestada en las determinaciones calcográficas y petrográficas respectivamente.

El Dr. E. Zappettini por sus interesantes sugerencias y el Dr. H. García (Q.E.P.D.) por sus acertadas observaciones y por facilitar frondoso e interesante material bibliográfico.

Las familias Espejo de Malimán de Arriba y Brizuela de Carrizal de Arriba.

La Dra. Stella Poma de Page por todos los conocimientos desinteresadamente brindados a lo largo de los años que compartimos como docentes de la Cátedra de Petrografía.

Gabriel Lis por estar siempre al lado mío acompañándome y ayudándome para lograr este objetivo.

ya que sin la colaboración de todas estas instituciones y personas difícilmente este trabajo hubiera podido realizarse.

A handwritten signature in dark ink, appearing to read 'Gabriel Lis', is written over a horizontal line. The signature is stylized and cursive.

**APENDICE**

2772  
ple 2  
by 2

## INDICE

1. CARRIZAL DE ARRIBA .....	1
1.1. Descripciones petrográficas .....	1
1.1.1. Muestras de superficie .....	1
1.1.2. Muestras de testigos de perforación .....	20
1.2. Descripciones calcográficas .....	24
1.2.1. Muestras de superficie .....	24
1.2.2. Muestras de testigos de perforación .....	26
2. CERRO COLORADO .....	31
2.1. Descripciones petrográficas .....	31
2.2. Descripciones calcográficas .....	42
3. MALIMAN DE ARRIBA .....	43
3.1. Descripciones petrográficas .....	43
4. DIFRACTOGRAMAS .....	51

## 1. CARRIZAL DE ARRIBA

### 1.1. Descripciones petrográficas

#### 1.1.1. Muestras de superficie

##### MUESTRA N°7:

Roca de textura clástica flotante compuesta por 10% de cristaloclastos la mayoría de los cuales (90%) corresponden a individuos angulosos de cuarzo de hasta 0,3 mm de longitud. Estos presentan extinción relámpago a ondulosa y abundantes inclusiones fluidas secundarias alineadas. La plagioclasa es muy escasa y se presenta en individuos angulosos de hasta 0.2 mm con macla polisintética o zonación. Estos presentan una intensa sericitización que llega a conformar laminillas de hasta 0,05 mm. Son muy escasos los fragmentos de cuarzo policristalino (menos del 1%) y en ellos los individuos presentan contactos suturados. La matriz (85 a 90%) está compuesta principalmente por cuarzo y feldespatos alcalinos con participación de sericita. En ella se observan pequeñas motas de carbonato y gránulos de limonitas y muchas veces ambos asociados.

La carbonatización es muy profusa y se da como un enjambre de venas en las que los cristales de carbonato aparecen incoloros y bien desarrollados, frecuentemente acompañados de limonitas. También se observan venillas de limonitas que cruzan a las de carbonato. Estas suelen aparecer bordeadas por feldespatos secundarios subhedrales con macla polisintética (albita), los cuales también constituyen venas por sí mismos. Atravesando a las venas de carbonato se observan delgadas venillas de sílice compuestas por individuos de muy pequeño tamaño que desarrollan contactos suturados. El enjambre de venas le confiere a la roca textura brechosa.

##### Conclusión:

Fangolita cuarzosa con profusa carbonatización y moderada silicificación y feldespatización.

##### MUESTRA N°9:

Roca de textura clásica flotante compuesta por cristaloclastos de plagioclasa de composición oligoclasa - andesina los que se presenta en tablillas levemente sericitizadas de entre 0,05 y 0,5 mm de longitud (aproximadamente 30 %). Muestran acúñamiento de sus maclas y fracturamiento principalmente a lo largo de los clivajes. Los cristaloclastos de cuarzo (algo menos de 10%) desarrollan tamaños de entre 0,05 y 0,3 mm, son muy angulosos y su extinción es ondulosa a fragmentosa. Se observan además escasos cristaloclastos de feldespato potásico (alrededor del

1%) que aparece en individuos argilizados y muy angulosos. Los fragmentos líticos (menos del 5%) corresponden a chert (en litoclastos con moderado redondeamiento) y a volcanitas básicas alteradas. La matriz (aproximadamente 60%) es esencialmente clorítica observándose la presencia de dos tipos de clorita, una que conforma agregados muy finos y otra en láminas bien desarrolladas. También participan de la matriz sericita, carbonatos y opacos diseminados. Presenta venas de cuarzo (cuyos individuos muestran contactos suturados), calcita, clorita y mica blanca y también venas de opacos (principalmente limonitas).

Conclusión:

Wacke feldespática con alteración clorítica moderada e incipiente silicificación y carbonatización. Muestra evidencias de catoclasis.

MUESTRA N°11:

Roca con textura de fluxión cuyo componente principal es el cuarzo el que presenta tamaños de entre 0,04 y 0,05 mm. En los cristaloclastos mayores la extinción es fragmentosa llegando a desarrollar en algunos individuos láminas de Fairbairn en tanto que en los menores la extinción es ondulosa a relámpago. Los cristaloclastos de plagioclasa (oligoclasa) son muy escasos, y su hábito es tabular. Se encuentran levemente sericitizados y argilizados y sus maclas polisintéticas están acuñadas. Menos abundante aún es el feldespato potásico cuya alteración es de tipo arcillosa. Ambos feldespatos desarrollan tamaños intermedios entre los de los cristaloclastos de cuarzo y la matriz. La sericita es el constituyente principal de la matriz (aproximadamente 30%) y solo unos pocos individuos alcanzan a desarrollar láminas mayores cuya longitud no supera los 0,75 mm. Estos muestran microplegamientos y kinks incipientes (estructura tipo "mica fish"). También se encuentran cristales de turmalina, circón, de apatito y de minerales opacos estos últimos diseminados, formando pequeñas lentes o en venillas muy disrumpidas. Son raros los fragmentos de chert y los de cuarzo policristalino los cuales están compuestos por agregados de cristales de cuarzo con contactos suturados. Se observan dos juegos de superficies. El primero de ellos, denominado S, se desarrolla en algunos sectores de la matriz micácea mas fina y está representado por paquetes de laminillas de muscovita isoorientadas. El segundo, denominado C (correspondiente al plano de cizalla) es el más conspicuo y está dado por la transposición de los minerales micáceos y por la concentración de opacos alineados resultado de procesos de presión-disolución que concentran los minerales insolubles. Los individuos de cuarzo no presentan orientación cristalográfica ni de forma. La heterogeneidad mineralógica produce el efecto de refracción sobre las superficies C lo que le otorga al clivaje un aspecto anastomosado.

Venillas de cuarzo atraviesan la muestra.



Conclusión:

Roca milonítica (según la clasificación de Sibson, 1977) de protolito sedimentario con fábrica compuesta tipo S-C. Presenta moderada silicificación por venas e incipiente sericitización y argilización.

MUESTRA N°11 (transversal):

No presenta ningún tipo de lineamiento o estructura.

MUESTRA N°12:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos angulosos de cuarzo de hasta 0.1 mm (aproximadamente 35%), en menor proporción feldespatos (5%) entre los que se reconocen cristaloclastos angulosos de feldespato alcalino con sericitización moderada y tablillas de plagioclasa (n>balsamo) de hasta 0,1 mm con macla polisintética y sericitización leve a moderada. Son escasas las láminas de mica blanca (alrededor del 1%). La matriz (aproximadamente 60%) es esencialmente de composición micácea. Se observan además abundantes gránulos de minerales semitransparentes (limonitas) y en menor proporción opacos asociados a carbonatos.

Las limonitas y los opacos constituyen en algunos casos delgadas venas. Las venas de cuarzo alcanzan hasta 0,3 mm de espesor y en ellas los individuos desarrollan contactos suturados y a veces hasta poligonales. También se observan venas de hasta 0,5 cm de espesor constituidas por limonitas, opacos, cuarzo y carbonatos.

Conclusión:

Wacke cuarzosa con carbonatización y silicificación moderada, sericitización moderada a leve e importante limonitización.

MUESTRA N°13:

Litológicamente semejante a la muestra N°14 pero con silicificación mucho más profusa. La sericitización de los feldespatos es leve a moderada, acrecentándose en las cercanías de las venas de carbonato. La argilización es moderada observándose el pasaje de caolinita a sericita. La carbonatización (principalmente en venas) es leve a moderada.

Conclusión:

Wacke cuarzosa con argilización, sericitización y carbonatización moderada y silicificación profusa.

MUESTRA N°14:

Roca de textura clástica flotante a tangencial compuesta por cristaloclastos angulosos de cuarzo de hasta 0,7 mm de

longitud (algo más del 5%) en algunos de cuyos individuos se observan caras cristalinas. Su extinción es relámpago a fragmentosa y presentan inclusiones solidas, fluidas y trenes de inclusiones secundarias. Los cristales de plagioclasa (alrededor del 1%) corresponden a oligoclasa, alcanzan hasta 1 mm en su longitud mayor, son tabulares, presentan macla polisintética, sericitización moderada e incipiente corrosión. Los fragmentos líticos (entre 60 y 65%) alcanzan hasta 2 mm de longitud y dentro de estos se distinguen litoclastos subredondeados de rocas básicas con textura porfírica compuestos por fenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta pilotáxica formada por microlitos de plagioclasa. También se hay presentes líticos con textura esferulítica. Los fragmentos de origen sedimentario corresponden a limolitas cuarzosas. La matriz (alrededor del 30%) está compuesta principalmente por caolinita vermiforme y en menor proporción laminillas de mica blanca. Los opacos aparecen diseminados en toda la muestra.

Un complicado enjambre de venillas compuestas por carbonatos, opacos y opacos asociados a carbonatos atraviesan la muestra otorgándole a la roca una textura brechosa. También se encuentran lentes conformadas por individuos de cuarzo con contactos suturados a poligonales que incluyen pequeñas cantidades de minerales opacos (aparentemente son anteriores al ingreso de los carbonatos). Los procesos de silicificación han sido mas importantes en el techo del banco que en su base (Muestra N°13).

#### Conclusión:

Wacke lítica con sericitización moderada, carbonatización y silicificación moderada a intensa e intensa limonitización.

#### MUESTRA N°15:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos de cuarzo (aproximadamente 12%) que alcanzan hasta 0,3 mm en su longitud mayor, son angulosos y presentan extinción relámpago a fragmentosa. Poseen inclusiones fluidas, escasas inclusiones de apatito y corrosión por la matriz. Los cristaloclastos de plagioclasa de composición oligoclasa (alrededor del 18%) desarrollan una longitud máxima de 0,35 mm, son de hábito tabular, subangulosos y con alteración sericítica leve a moderada y evidencias de corrosión. Tienen macla polisintética, de dos individuos o combinadas. También se observó la presencia de individuos sin macla pero con igual grado de alteración. Son escasos los fragmentos líticos (alrededor del 1%) los que corresponden a volcanitas compuestas por feldespatos en textura variolítica (espilitas?). Son subredondeados y su longitud alcanza el mm. La matriz (aproximadamente 70%) está constituida por caolinita vermiforme a la que acompañan laminillas de mica blanca que alcanzan los 0,05 mm de longitud y que se orientan según dos direcciones oblicuas.

La muestra se encuentra atravesada por un enjambre de venillas las más antiguas de las cuales se componen

principalmente de cuarzo acompañado por escaso feldespatos con pequeños cúmulos de opacos en sus bordes. Siguen venillas de opacos y semitransparentes rojos (limonitas) y luego venillas compuestas por micas, limonitas y sílice subordinada acompañados por escaso carbonato. Estas últimas se encuentran atravesadas por venillas de opacos y minerales semitransparentes rojos (limonitas) observándose por último delgadas venas de carbonato.

Conclusión:

Wacke feldespática con moderada sericitización y leve argilización. La limonitización ha sido intensa y la silicificación y la carbonatización moderadas a intensas.

MUESTRA N°16:

Roca clástica flotante compuesta por cristaloclastos de cuarzo (algo menos del 5%) los que alcanzan hasta 1,5 mm de longitud. Son muy angulosos y presentan extinción relámpago a fragmentosa. Algunos individuos presentan hábito bipiramidal y también senos de corrosión evidenciando un origen volcánico. Tienen inclusiones de agujas de rutilo, inclusiones fluidas y algunos individuos poseen trenes de inclusiones secundarias. En mucha menor proporción se observa plagioclasa de composición oligoclasa media (alrededor del 1%) la que se presenta en cristales angulosos de hasta 0,4 mm, con macla polisintética, moderada alteración sericitica y arcillosa e incipiente corrosión. Los fragmentos líticos (aproximadamente 20%) alcanzan los 2 cm de longitud y corresponden a cuarzo policristalino, pelitas, esquistos y en mucha menor proporción granitos porfiroides. La matriz (entre 75 y 80%) es muy fina y posee escasa a moderada participación de micas y cuarzo. Toda la roca presenta impregnación de carbonatos y limonitas las que tienden a su vez a concentrarse rodeando a los litoclastos y a los cristaloclastos.

La cantidad de venillas disminuye respecto de la muestra N°15 pero la impregnación limonítica parece ser mayor. Se observan venillas de distinta composición: de minerales opacos, de opacos y carbonatos, de carbonatos y de opacos y cuarzo. Estas guardan entre sí una relación poco clara.

Conclusión:

Wacke o fangolita guijarrosa lítica con moderada sericitización y argilización. La silicificación es moderada pero la carbonatización es moderada a intensa y la limonitización muy intensa.

MUESTRA N°17:

Roca clástica de textura flotante compuesta por cristaloclastos de cuarzo (aproximadamente 20%) de hasta 0,7 mm los que aparecen angulosos y en algunos casos exhibiendo caras cristalinas. En los de mayor tamaño la extinción es fragmentosa. La plagioclasa de composición oligoclasa-andesina

(alrededor del 2%) se presenta en tablillas de hasta 0,4 mm con moderada sericitización y corrosión por la matriz. Los cristaloclastos de muscovita son muy escasos y alcanzan los 0,2 mm. Los fragmentos líticos (alrededor del 8%) corresponden a distintos tipos de rocas ígneas y alcanzan hasta 2 mm de longitud. Los que predominan están compuestos por cristales tabulares completamente reemplazados por carbonatos y en mucha menor proporción por cúmulos de minerales semitransparentes (óxidos de Fe) entre los cuales se observa cuarzo intersticial. También se encuentran volcanitas compuestas por cristales tabulares de plagioclasa levemente sericitizados entre cuyos intersticios se encuentra una mezcla de óxidos de hierro y arcillas (probablemente producto de alteración del vidrio). Son escasos los fragmentos de cuarzo policristalino (cuyos subgranos presentan contactos suturados) y los de esquistos micáceos. La matriz (aproximadamente 70%) es predominantemente cuarzo-feldespática observándose también laminillas de mica blanca de hasta 0,05 mm que presentan marcada orientación en distintas direcciones.

Se observan venillas de limonitas que se encuentran atravesadas por venillas de limonitas y carbonatos.

#### Conclusión:

Wacke lítica con moderada sericitización, carbonatización y limonitización.

#### MUESTRA N°19:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos de cuarzo (alrededor del 5%) de hasta 0,4 mm de longitud los que se presentan angulosos con extinción ondulosa e inclusiones fluidas. La plagioclasa de composición oligoclasa cálcica-andesina sódica es muy escasa (menos del 1%) y se presenta en cristales tabulares de hasta 0,35 mm, angulosos, con macia polisintética y sericitización moderada. También son escasas las láminas de muscovita (mucho menos del 1%). Los fragmentos líticos (aproximadamente 25%) alcanzan los 5 mm de longitud siendo los más abundantes los de volcanitas básicas constituidas por un mosaico de opacos (principalmente limonitas) en el cual se encuentran inmersos fenocristales de plagioclasa y microlitos esqueléticos de plagioclasa todos ellos con sericitización moderada a profusa. También se observan grandes fragmentos bien redondeados de composición riolítica con textura felsítica a microgranosa alterados a una mezcla de arcillas coloreadas y micas y con importante impregnación limonítica. Se encuentra un fragmento lítico de un wacke compuesta por cristaloclastos de cuarzo y plagioclasas inmersos en una matriz cuarzo-feldespática con participación de sericita orientada. La matriz (aproximadamente 70%) está compuesta por cuarzo, micas y escasa arcilla.

La roca presenta venas que la atraviesan en todas direcciones otorgándole textura brechosa. Estas están compuestas por limonitas, carbonato, carbonato y cuarzo y carbonato, cuarzo y feldespato.

Conclusión:

Wacke lítico con sericitización, feldepatización y silicificación moderadas y carbonatización moderada a intensa. La limonitización es muy intensa.

MUESTRA N°25:

Roca de textura clástica compuesta por fragmentos líticos (aproximadamente 90%) de hasta 1,5 mm de longitud en su mayoría correspondientes a rocas volcánicas compuestas por microlitos de plagioclasa de composición intermedia levemente argilizados entre los que se encuentran abundantes opacos. También son abundantes los líticos compuestos por un fino agregado felsítico. Son escasos los líticos compuestos por fenocristales de plagioclasa con zonación inmersos en una pasta esferulítica con moderada argilización. Los cristaloclastos de plagioclasa presentan composición intermedia (oligoclasa-andesina) y desarrollan hasta 0,2 mm de longitud. Poseen hábito tabular, argilización moderada y fenómenos subsólidos. El cuarzo es escaso y aparece en cristaloclastos angulosos de hasta 0,1 mm de longitud en su dimensión mayor. Aún más escaso es el feldespato alcalino el que se encuentra argilizado en cristaloclastos de hasta 0.2 mm. La matriz es de grano muy fino, de tipo felsítica, y presenta profusa silicificación pervasiva que se distribuye de forma irregular y que en algunos sectores aparece acompañada de feldespato alcalino secundario.

Son numerosas las venillas compuestas por limonitas y arcillas con escasa participación de carbonatos. La impregnación limonítica de la matriz es profusa.

Conclusión:

Toba lítica con moderada argilización y silicificación y limonitización profusas.

MUESTRA N°31:

Roca de textura porfírica y cataclástica compuesta por fenocristales subhedrales de plagioclasa de composición oligoclasa (entre 15 y 20%) los cuales poseen macla polisintética acuada. Estos se encuentran fracturados y desplazados y presentan sericitización y argilización leve. La pasta es de textura felsítica muy fina y en ella se distinguen tablillas de plagioclasa (aproximadamente 10%) con macla polisintética y feldespatos sin maclar (aproximadamente 75%). El cuarzo intersticial es muy escaso (menos del 5%).

Los carbonatos constituyen motas de hasta 1.5 mm de longitud y venillas de hasta 0,1 mm de espesor; en estas últimas se encuentra acompañado por limonitas (5% aproximadamente).

Conclusión:

Roca de composición andesítica con profusa carbonatización y argilización y sericitización leves. Presenta evidencias de

cataclasis.

MUESTRA N°33:

Roca de textura granosa fina compuesta principalmente por tablillas de plagioclasa (aproximadamente 90%) con macla polisintética o zonación los que en algunos casos aparecen con sus bordes corroídos. Presenta albitización en los bordes y sericitización moderada. También se observan escasos cristales límpidos de feldespato alcalino con macla polisintética que probablemente correspondan a albita (alrededor del 5%) cuya distribución es intersticial. El cuarzo es escaso (alrededor del 5%) y también se distribuye intersticialmente.

Es importante la impregnación en carbonatos el cual también se presenta constituyendo venas y motas. Son abundantes los opacos diseminados (en parte limonitas rojas) que a veces aparecen formando pequeños cúmulos en los cuales se encuentran asociados a carbonatos.

Conclusión:

Roca de composición andesítica con importante carbonatización y limonitización.

MUESTRA N°34:

Roca de textura granosa fina compuesta por tablillas de plagioclasa de composición oligoclasa-andesina con macla polisintética a veces combinada con macla de dos individuos (aproximadamente 5%). Presenta sericitización moderada a intensa controlada por el clivaje y leve argilización. Son escasos (aproximadamente 5%) los cristales límpidos de feldespato alcalino con macla polisintética (probablemente albita) cuya distribución es intersticial. El cuarzo es escaso (aproximadamente 5%) y se distribuye intersticialmente.

Se observan abundantes opacos diseminados (principalmente limonitas) y también constituyendo venas. Toda la muestra se encuentra impregnada por carbonatos los que también conforman motas y venillas.

Conclusión:

Roca de composición andesítica con importante carbonatización y limonitización.

MUESTRA N°38:

Roca de textura clástica tangencial compuesta por cristaloclastos de cuarzo (aproximadamente 75%) de hasta 0,5 mm de longitud en su dimensión mayor. Son angulosos, poseen extinción ondulosa a fragmentosa e inclusiones fluidas. Dentro de los feldespatos (menos del 3%) se distingue plagioclasa la cual se presenta en individuos angulosos con macla polisintética, corrosión por la matriz e incipiente sericitización; su tamaño máximo alcanza los 0,2 mm. En menor

proporción que la plagioclasa se distingue feldespato potásico que se presenta en individuos angulosos, con sericitización y argilización moderadas. Son muy escasas las láminas de muscovita las que presentan muy flexuradas por los procesos de compactación y cuyo tamaño máximo es de 0,2 mm. Los litoclastos son escasos (alrededor del 5%), angulosos y en algunos casos presentan corrosión por la matriz. Dentro de éstos se reconocen: fragmentos de hasta 0,4 mm compuestos por finos agrados de sílice (chert); fragmentos de hasta 0.6 mm constituidos por agregados radiales de ceolitas; fragmentos de rocas subvolcánicas compuestos por plagioclasa y cuarzo en mosaico; fragmentos de esquistos cuarzo-micáceos de hasta 0.4 mm; un fragmento constituido íntegramente por cloritas; fragmentos de cuarzo policristalino en los que los subgranos desarrollan contactos suturados a rectos. La matriz (aproximadamente entre 15 y 20%) es de composición cuarzo-micácea. Las micas de la matriz alcanzan hasta 0,05 mm de longitud y en algunos sectores muestran una incipiente distribución radial. Participa del material ligante abundante carbonato que constituye un cemento secundario, el que aparece íntimamente asociado a limonitas (en cantidades moderadas). El carbonato produce corrosión de los componentes clásticos y también rellena fracturas de los mismos. La matriz presenta silicificación moderada en algunos sectores.

Conclusión:

Wacke cuarzosa con moderada sericitización y silicificación y moderada a profunda carbonatización acompañada de moderada limonitización.

MUESTRA N°80:

Roca con textura de fluxión compuesta por cristaloclastos angulosos de cuarzo con extinción ondulosa a fragmentosa de hasta 0,5 mm de longitud. Presenta microfracturas e inclusiones fluidas. La plagioclasa de composición oligoclasa es muy escasa, se presenta ligeramente sericitizada y en cristaloclastos angulosos. La matriz (aproximadamente 30%) es de composición cuarzo micácea con participación de gránulos de opacos anhedrales diseminados, en su mayoría alterados a limonitas. También se observan pequeñas motas de carbonatos. Presenta una estructura tipo S-C equivalente a la que se observa en la muestra N°11, aunque en esta muestra la proporción de gránulos de opacos es considerablemente menor y a diferencia de M 11 la acumulación de opacos alineados por efecto de los procesos de presión-disolución se da tanto en S como en C. También aquí se desarrollan "mica fish".

Conclusión:

Roca milonítica (según la clasificación de Sibson, 1977) de protolito sedimentario con fábrica compuesta tipo S-C. Presenta moderada carbonatización.

#### MUESTRA N°81:

Roca con textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos muy angulosos de cuarzo (superan ligeramente el 25%) de hasta 0,9 mm de longitud, en su mayoría con extinción relámpago y en algunos casos con extinción ondulosa a fragmentosa. Poseen inclusiones fluidas y trenes de inclusiones secundarias. Los feldespatos (alrededor del 1%) que se presentan angulosos con longitudes de hasta 0,4 mm y entre ellos se distinguen dos poblaciones de plagioclasas; una con sericitización leve y otra menos numerosa con profusa albitización en parches acompañada de sericitización en laminillas bien desarrolladas. Ambos grupos presentan macla polisintética. Subordinado respecto de la plagioclasea se encuentra feldespato alcalino anhedral con moderada argilización y sericitización. Los líticos (alrededor del 1%) alcanzan hasta 1,2 mm y entre ellos pueden distinguirse litoclastos angulosos de limolitas y de areniscas cuarzosas con escasa matriz. Los fragmentos de volcanitas se presentan subredondeados y están compuestos íntegramente por microlitos subhedrales de plagioclasea moderadamente sericitizada conformando una textura afieltrada. También hay presente cuarzo policristalino cuyos subgranos presentan en algunos casos contactos suturados y en otros contactos rectos. La matriz (aproximadamente 70%) es limo arcillosa y está compuesta por cuarzo y caolinita. Son abundantes los gránulos de opacos que se encuentran diseminados.

Atraviesan la muestra en todas direcciones delgadas venas de opacos observándose en las de mayor desarrollo participación de arcillas y en forma localizada escasa sericita.

#### Conclusión:

Wacke cuarzosa con sericitización y argilización moderadas.

#### MUESTRA N°82:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos dentro de los cuales predominan los de cuarzo (aproximadamente 20%) los que se presentan en individuos subangulosos de hasta 0,5 mm de longitud, corroídos por la matriz. Los feldespatos son muy escasos (menos del 5%) y dentro de ellos se distingue feldespato alcalino y plagioclasea. El feldespato alcalino se presenta en individuos angulosos de hasta 0,4 mm en algunos casos con macla de dos individuos, con moderada argilización y biotitización. La plagioclasea se presenta en individuos con macla polisintética de hasta 0,2 mm, con biotitización incipiente y al igual que el feldespato alcalino, corroída por la matriz. Dentro de los fragmentos líticos (aproximadamente 5%) los más comunes corresponden a cuarzo policristalino los que alcanzan 3 mm de longitud y cuyos subgranos presentan contactos suturados a rectos. También hay presentes fragmentos de volcanitas entre los que se distinguen rocas textura porfírica y pasta intersertal con biotita y opacos entre los microlitos de



plagioclasa y rocas ácidas de textura granosa fina compuestas por cuarzo y ortosa con incipiente biotitización y argilización. Menos abundantes que los líticos volcánicos son los sedimentarios los cuales corresponden a wackes cuarzo-feldespáticos, limolitas y pelitas, todos ellos con biotitización incipiente a moderada. La matriz (75 a 80%) está compuesta principalmente por biotita (con características semejantes a la de la muestra N°85) la que se encuentra acompañada por feldespato alcalino, cuarzo y escaso circón.

Los minerales opacos aparecen diseminados, en cúmulos o conformando delgadas venillas de hasta 0,05 mm.

Conclusión:

Fangolita o wacke cuarzosa con profusa biotitización.

MUESTRA N°83:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos de cuarzo aproximadamente 12%) de hasta 0,4 mm de longitud. Estos se presentan angulosos, con extinción relámpago a fragmentosa e inclusiones sólidas y gaseosas. Los feldespatos están subordinados (menos del 1%), desarrollan hasta 0,3 mm de longitud y en su mayoría aparecen completamente sericitizados aunque se observan algunos con incipiente sericitización los cuales corresponden a feldespatos alcalinos. Los fragmentos líticos no son abundantes (entre 1 y 2%) pero alcanzan tamaños de hasta 3 mm. Estos provienen de rocas volcánicas de textura microporfírica con fenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta integrada por microlitos de plagioclasa esqueléticos, cuarzo y en los intersticios un intercrecimiento felsítico muy fino. Presenta abundantes opacos diseminados y moderada sericitización. Hay presente un fragmento de una roca de textura granosa media (hipabisal o de dique) compuesta por cuarzo y plagioclasa ácida argilizada y con sericitización incipiente y un fragmento de cuarzo policristalino cuyos individuos muestran contactos suturados entre los que se observan laminillas de micas y opacos. Se observa una incipiente corrosión de los clastos. La matriz es muy fina (alrededor de 80%) y en ella se distingue cuarzo y sericita cuyos individuos presentan en algunos casos disposición radial (se observan sectores con mayor concentración de mica). La matriz presenta silicificación en algunos sectores y también sericitización.

Numerosas venas discontinuas atraviesan la muestra otorgándole una textura brechosa. Las mismas están compuestas por limonitas masivas con carbonato en los bordes, cuarzo y feldespato (albita?) con distinto grado de participación. Algunas están compuestas exclusivamente por opacos (limonitas). También hay opacos diseminados por toda la muestra siendo mayor su concentración en la proximidad de las venas.

Conclusión:

Fangolita lítica con sericitización incipiente, silicificación

y feldespatización moderada y carbonatización profusa.

MUESTRA N°85:

Roca de textura clástica flotante compuesta por individuos de cuarzo muy angulosos de hasta 0,35 mm de longitud (alrededor del 8%), observándose en algunos caras cristalinas; la extinción es de tipo relámpago a ondulosas. Los feldespatos (entre 2 y 3 %) alcanzan los 0,5 mm siendo la plagioclasa el más abundante. Esta tiene composición oligoclasa-andesina y se presenta en cristales angulosos, con macla polisintética y con leve sericitización controlada por los clivajes. El feldespato alcalino se presenta anhedral, angulosos y con sericitización moderada a intensa. Dentro de los fragmentos líticos (alrededor del 12%) los más comunes son los de vulcanitas. Estos tienen textura porfírica y están compuestos por fenocristales de plagioclasa profusamente reemplazados por biotita y sericita. La pasta es pilotáxica afieltrada y está constituida por microlitos de plagioclasa entre cuyos intersticios hay opacos y biotita. Siguen los fragmentos de wackes cuarzo-feldespáticos con matriz recrystalizada en biotita en la cual se observan opacos diseminados y sus feldespatos moderadamente sericitizados, los de pelitas y por último un lítico correspondiente a un esquisto cuarzoso. Los fragmentos líticos son subangulosos y alcanzan los 0,7 cm. La matriz (75 a 80%) está compuesta principalmente por biotita castaño clara, en laminillas que alcanzan excepcionalmente los 0,05 mm. Las láminas mayores presentan hábito subhedral y suelen aparecer agrupadas muchas veces con una insinuada disposición radial. Está acompañada por escaso cuarzo y feldespato alcalino. Es común la presencia de pequeños cristales de circón.

La biotita constituye también venillas discontinuas de hasta 0,1 mm de espesor. La silicificación es moderada y se da a través de venas en las que los individuos desarrollan contactos poligonales. Las venas de carbonato cortan a las anteriores y a veces aparecen bordeadas por cristallitos de cuarzo (probablemente por efecto del reemplazo).

Conclusión:

Fangolita o wacke lítica con biotitización intensa y moderada silicificación y carbonatización.

MUESTRA N°87:

Roca de textura porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. La plagioclasa (aproximadamente 25%) es de composición oligoclasa cálcica - andesina sódica, presenta hábito subhedral y la mayoría de los individuos poseen macla según la ley de Albita y sólo algunos pocos zonación. Alcanzan hasta 1 mm de longitud y se encuentran moderadamente alterados a sericita; los individuos de menor desarrollo presentan composición más sódica y alteración más profusa. Los fenocristales de cuarzo (aproximadamente 15%)

alcanzan hasta 3 mm; en ellos se observan bordes cristalinos y marcados engolfamientos. Los máficos son escasos (aproximadamente 1%) y corresponden a laminillas de biotita que no superan los 0,75 mm. Estos se encuentran reemplazados por mica blanca, opacos, clorita y sílice. La pasta (60%) presenta textura microgranosa y está integrada por partes aproximadamente iguales de cuarzo y feldespato alcalino anhedral, este último con escasa alteración a sericita. También participan de la pasta (totalizando entre 2 y 3%) escasa plagioclasa (oligoclasa sódica) la que posee leve sericitización y gránulos de opacos íntimamente asociados con mica blanca y pequeñas cantidades de carbonato (probablemente reemplazo de biotita).

También hay presentes en la pasta laminillas de muscovita. Delgadas venas de cuarzo atraviesan la muestra.

Conclusión:

Roca de composición riolítica con sericitización moderada y silicificación leve.

MUESTRA N°88:

Roca de textura clástica flotante. Está compuesta por cristalocastos angulosos de cuarzo (entre 20 y 25%) de hasta 0,15 mm. La matriz (75 a 80%) presenta una variación composicional (aproximadamente neta a nivel mesoscópico) de sericitica a biotítica estando las micas acompañadas por feldespato alcalino, escaso cuarzo y opacos anhedrales. En el sector predominantemente biotítico se observa que la biotita presenta características similares a la de muestra N°85. El pasaje a la zona de alteración sericitica tiene escasa gradación, observándose núcleos de biotita rodeados por muscovita en una clara relación de reemplazo.

Hay presentes venillas de sericita acompañada por cuarzo y opacos (limonitas rojas y anaranjadas) y otras compuestas íntegramente por opacos (principalmente limonitas) y por cuarzo en mosaico y opacos (principalmente limonitas). La biotitización parece haber sido más importante en las proximidades de las venillas de opacos.

Conclusión:

Fangolita o wacke cuarzosa con intensa biotitización y sericitización y moderada silicificación y limonitización.

MUESTRA N°90:

Roca de vena en contacto con la riolita correspondiente a la M 87. Los cristales de cuarzo presentan muy buen desarrollo (hasta 2 mm), formas cristalinas bien definidas y trenes de inclusiones fluidas secundarias. Las micas blancas de alteración alcanzan mayor tamaño que en la riolita y a diferencia que en aquella tienen distribución radial y alcanzan un porcentaje mayor. Estas se presentan agrupadas conformando nidos. También se observa que la argilización

(arcillas color castaño, del grupo de las smectitas) de las plagioclasa es más importante en las proximidades de la venas. En el contacto con la vena las biotitas están alteradas a muscovita y opacos, no observándose clorita.

Conclusión:

La sericitización de M87 es más importante en las proximidades de las venas de cuarzo, ocurriendo algo similar con la argilización.

MUESTRA N°93:

Roca de textura clástica tangencial compuesta por cristaloclastos angulosos de cuarzo (aproximadamente 85%) de hasta 0,6 mm de longitud con extinción ondulosa a fragmentosa e inclusiones sólidas. Son muy escasos los feldespatos (menos del 1%) dentro de los que se diferencian cristaloclastos de plagioclasa los que desarrollan tamaños de hasta 0,2 mm; presentan hábito tabular, macra polisintética, argilización moderada y sericitización leve. También se distinguen cristaloclastos de feldespato alcalino de hasta 0,3 mm de longitud los que presentan moderada argilización. Son escasas las láminas de mica (en su mayoría muscovita y sólo una de biotita las que en total no alcanzan el 1%) que en algunos casos se presentan flexuradas alcanzando una longitud máxima de 0,2 mm. Los fragmentos líticos presentes (alrededor del 5%) son angulosos y corresponden a filitas, chert y cuarzo policristalinos, estos últimos están constituidos por subgranos que en algunos ejemplares presentan contactos rectos y en otros suturados. Los fragmentos de rocas metamórficas conforman una pseudomatrix. La corrosión de los clastos es incipiente. La matriz (aproximadamente 10%) está compuesta principalmente por muscovita y clorita acompañadas de cuarzo y escasísimo feldespato. La clorita se presentan en agregados muy finos en tanto que la muscovita aparece en laminillas que superan los 0.05 mm de longitud, a veces con disposición radial. La muscovita suele encontrarse rodeada por clorita y aparentemente es posterior a ella.

Los opacos aparecen con tamaños variables ya sea diseminados por toda la muestra o constituyendo venillas discontinuas. En un sector de la muestra se observa una importante impregnación limonítica.

Conclusión:

Arenita cuarzosa con argilización leve, sericitización y cloritización moderadas y limonitización moderada.

MUESTRA N°94:

Roca de textura clástica tangencial compuesta por cristaloclastos angulosos de cuarzo (aproximadamente 70%) de hasta 0,4 mm de longitud. La plagioclasa (alrededor del 2%) se encuentra en individuos angulosos de hasta 0,3 mm con macra polisintética, incipiente a moderada sericitización e

incipiente argilización. Se observan escasas láminas de muscovita (menos del 1%) de hasta 0,3 mm de longitud las que se encuentran muy flexuradas. Dentro de los fragmentos líticos (alrededor del 20%) se distinguen fragmentos angulosos de chert de hasta 0,4 mm de longitud; fragmentos de cuarzo policristalino de hasta 0,5 mm en los cuales los individuos presentan contactos suturados; fragmentos de filitas y escasos fragmentos de arcillitas. Los fragmentos líticos de rocas metamórficas constituyen una pseudomatriz. Los clastos presentan una incipiente corrosión. La matriz (menos del 10%) está constituida principalmente por cuarzo y muscovita en laminillas de hasta 0,05 mm; es escaso el feldespato el que se presenta ligeramente argilizado. Se observa además escaso carbonato constituyendo motas (probablemente cemento de origen secundario).

Una vena de 1 mm de espesor compuesta por carbonato y escasísimos opacos y sílice atraviesa la muestra encontrándose también carbonatos diseminados en la matriz (probablemente cemento secundario) los cuales se encuentran asociados con opacos (en parte limonitas). La matriz presenta silicificación, principalmente en las proximidades de la vena de carbonato. Son abundantes los opacos (principalmente limonitas) que constituyen masas diseminadas por toda la muestra.

#### Conclusión:

Arenita lítica con moderada carbonatización e incipiente a moderada sericitización y silicificación.

#### MUESTRA N°96:

Roca de textura clástica tangencial compuesta por cristaloclastos de cuarzo angulosos (aproximadamente 70%) de hasta 0,3 mm en su longitud mayor. Poseen extinción ondulosa a fragmentosa, inclusiones sólidas y numerosas inclusiones fluidas. Son escasas las láminas de muscovita (menos del 1%) las que no superan los 0,5 mm y se encuentran por lo general muy flexuradas. Dentro de los fragmentos líticos (aproximadamente 20%) se observan individuos de cuarzo policristalino angulosos de hasta 0,5 mm en los cuales los subgranos presentan principalmente contactos suturados y en algunos casos rectos; fragmentos de filitas y escasos fragmentos de arcillitas. Tanto los fragmentos de filitas como de arcillitas constituyen una pseudomatriz. El material ligante (menos del 10%) está constituido principalmente por sericita cuyas laminillas suelen alcanzar un buen desarrollo (hasta 0.1 mm de longitud), mostrando en algunos sectores orientaciones preferenciales. Está acompañada por caolinita de hábito vermiforme y cuarzo.

También hay presente escaso carbonato (cemento de probable origen secundario) constituyendo motas o venas disrumpidas y cristales prismáticos de circón. Los opacos (principalmente limonitas) son muy abundantes y conforman agregados que se encuentran diseminados por toda la muestra los cuales se encuentran frecuentemente asociados a escasa

jarosita.

Conclusión:

Arenita lítica con limonitización y presencia de sulfatos. Presenta moderada sericitización y argilización.

MUESTRA N°98:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos de cuarzo (alrededor del 20%) que se presenta en individuos de hasta 0,5 mm de longitud en su dimensión mayor, angulosos, con extinción ondulosa a fragmentosa e inclusiones fluídas primarias y secundarias. Los cristaloclastos de plagioclasa se encuentran muy subordinados (menos del 1%), presentan macla polisintética y leve argilización y sericitización. Se observan aislados cristaloclastos de turmalina y circón. Los fragmentos líticos son muy escasos (menos del 1%) y corresponden a individuos de cuarzo policristalino angulosos y cuyos subgranos constituyentes desarrollan contactos suturados y en algunos casos rectos y a esquistos cuarzo micáceos angulosos los que no superan los 0,3 mm en su longitud mayor. El material ligante (75 a 80%) está compuesto principalmente por sericita en laminillas de hasta 0,1 mm las cuales se disponen con orientaciones preferenciales. Se encuentra acompañada por cuarzo y en menor proporción feldespato alcalino siendo muy escasa la clorita.

Los opacos (en parte limonitas) son frecuentes y se presentan diseminados o conformando cúmulos o delgadas lentes a las cuales raramente se asocian sulfatos. También se observan parches de carbonato (probablemente como cemento secundario).

Conclusión:

Wacke cuarzosa con moderada sericitización y leve cloritización y argilización. Presenta carbonatización moderada.

MUESTRA N°100:

Roca de vena de color gris verdoso, muy friable y con bandeamiento planar muy grosero. La primera etapa de mineralización corresponde a la depositación de cuarzo de vena el cual presenta en algunos individuos restos de caras cristalinas. Este presenta extinción ondulosa a fragmentosa e inclusiones sólidas. La segunda etapa de mineralización está dada por venillas de yeso que se presenta con hábito fibroso o constituyendo cristales bastos, las cuales cortan a las anteriores y ocasionalmente encierran escasísima natrojarosita (amarilla pleocroica). El último estadio esta representado por escorodita que se presenta en finos agregados de color castaño, pleocroicos y con moderada birrefringencia. Esta se encuentra parcialmente desnaturalizada a limonitas rojo amarillentas las que en algunos sectores desarrollan formas

coloidales y que le otorgan una característica textura moteada.

Conclusión:

Roca de vena compuesta por minerales de origen secundario hipogénicos y supergénicos.

MUESTRA N°103:

Roca de textura clástica flotante compuesta por individuos angulosos de cuarzo de hasta 0,05 mm de longitud y escasos individuos de plagioclasa con macla polisintética con una longitud máxima de 0,05 mm. El material más fino está compuesto principalmente por mica, acompañada de cuarzo prevaleciendo la mica blanca sobre la clorita; la distribución de la mica no es uniforme en la muestra ya que presenta zonas donde la concentración es mayor. La mica blanca aparece en laminillas de hasta 0,1 mm de longitud cuyas formas claramente subhedrales, a diferencia de la clorita circundante, indican que se han formado posteriormente. La clorita se presenta en agregados finos y sólo excepcionalmente se encuentra en laminillas más desarrolladas. Son escasas las laminillas de biotita que alcanzan hasta 0.1 mm de longitud, éstas aparecen en contacto neto con la clorita y la muscovita aunque en algunos casos parecen estar reemplazadas de manera incipiente por la primera.. Son abundantes los opacos diseminados los cuales se presentan en cristales anhedrales.

Conclusión:

Limolita con profusa cloritización, sericitización e incipiente formación de biotita.

MUESTRA N°107:

Mesoscópicamente la roca presenta textura porfírica pudiéndose distinguir grandes fenocristales bipiramidales de cuarzo (aproximadamente 15%) y tablillas de feldespato (aproximadamente 5%). Microscópicamente se observa que presenta textura porfírica con escasos microfenocristales siendo los más abundantes y de mayor tamaño los de feldespato que se presentan anhedrales y profusamente reemplazados por sericita con buen desarrollo, arcillas coloreadas, cuarzo, escasa caolinita en escamas o vermes y minerales opacos. Los fenocristales de biotita (menos del 0,5%) están muy poco desarrollados (son algo mayores que los individuos de la pasta) presentan aspecto desflecado y están reemplazados casi completamente por clorita a la que acompañan en proporción muy inferior mica blanca, leucoxeno y escasísimo cuarzo. Se observó además un cristal completamente reemplazado principalmente por cuarzo criptocristalino y sericita que sigue direcciones preferenciales a los que acompañan arcillas coloreadas, caolinita y opacos anhedrales. La pasta tiene textura microgranosa gruesa y está constituida por tablillas de plagioclasa sódica (aproximadamente 60%) con macla

polisintética y de dos individuos, profusamente alteradas a arcillas y con moderada a escasa sericitización y cuarzo intersticial (aproximadamente 10%). También se observan en menor proporción laminillas de biotita (aproximadamente 10%) que se encuentran casi completamente reemplazadas por mica blanca y cloritas poco coloreadas. Los minerales accesorios son el apatito y el circón.

Se observa abundante muscovita en laminillas en la pasta. Los minerales opacos se encuentran disseminados o agrupados formando pequeños cúmulos.

Conclusión:

Roca de composición dacítica con profusa alteración arcillosa y sericitica. Presenta importante tinción limonítica.

MUESTRA N°109:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos de cuarzo (aproximadamente 45%) de hasta 0,5 mm los cuales presentan bajo grado de redondeamiento y extinción relámpago a fragmentosa, observándose en algunos fracturas concoides indicando un probable origen explosivo. Los feldespatos alcanzan hasta 0,3 mm de longitud (aproximadamente 1%) y entre ellos se distinguen cristaloclastos de plagioclasa de composición intermedia con bajo grado de redondeamiento y macra polisintética pudiéndose distinguir dos poblaciones, una con alteración arcillosa y sericitica moderada y otra con argilización escasa o nula. También se encuentran individuos de feldespato alcalino con hábito tabular, angulosos y con alteración sericitica. Son muy escasas las micas (menos del 1%) entre las que se observan láminas de biotita en sus variedades verde y castaña, de muscovita y de clorita, todas estas muy flexuradas y bien desarrolladas. Los fragmentos líticos (aproximadamente 55%) presentan hasta 0,7 mm en su longitud mayor y dentro de ellos se diferencian en orden de abundancia fragmentos de cuarzo policristalino cuyos subgranos tienden a desarrollar contactos poligonales; fragmentos de chert; de esquistos cuarzo-muscovíticos; de glauconita (?) y de granitos con microclino que son escasísimos (a estos corresponden las plagioclasas con alteración sericitica).

El cemento es un fino agregado de carbonato de tipo micrítico y se encuentra parcialmente recrystalizado a un agregado subesparítico.

Conclusión:

Arenita lítica con cemento carbonático.

MUESTRA N°110:

Roca de textura glomeroporfirica compuesta por escasos fenocristales (aproximadamente 5%) siendo los más abundantes los de plagioclasa (alrededor del 3%) que tienden a agruparse formando glomérulos. Estos se encuentran profusamente



reemplazados por sericita que tiende a orientarse siguiendo los planos de clivaje, según las cuales también tienden a orientarse los opacos anhedral a subhedral presentes en ellas. Los fenocristales de cuarzo (alrededor del 1,5 %) se presentan en individuos bipiramidales con marcados engolfamientos de entre 0,5 y 0,8 mm de longitud. Presentan inclusiones sólidas, fluidas y trenes de inclusiones secundarias. Los fenocristales de biotita son escasos (menos del 1%) y se encuentran casi completamente reemplazados por mica blanca y leucoxeno presentando además inclusiones de apatito. La pasta es de textura microgranosa (aproximadamente 95%) y está compuesta principalmente por cuarzo y feldespato alcalino anhedral en partes aproximadamente iguales (alrededor del 40%) y en menor proporción por plagioclasa de composición oligoclasa sódica (aproximadamente 15%). Ambos feldespatos presentan sericitización intensa. El apatito es escaso.

Los opacos aparecen como pequeños gránulos que tienden a agruparse formando cúmulos. Se observa abundante muscovita en pequeñas laminillas en la pasta. Son escasas las venillas las que están constituidas íntegramente por feldespato alcalino.

Conclusión:

Roca de composición riolítica con alteración sericitica intensa y feldespacización en venas.

MUESTRA N°136:

Roca de textura glomeroporfirica compuesta por fenocristales (aproximadamente 45%) siendo los más abundantes los de plagioclasa de composición oligoclasa (aproximadamente 30%) los que se presentan con moderada sericitización y argilización; éstas que se agrupan formando glomérulos. Los fenocristales de biotita (aproximadamente 10%) presentan inclusiones de apatito y se encuentran completamente reemplazados por clorita y opacos que se ubican en las líneas de clivaje a los que aparecen asociados carbonatos y en menor proporción mica blanca y escaso cuarzo. Los fenocristales de cuarzo son muy escasos (alrededor del 5%) y de menor tamaño que los restantes. Son subhedral a ehedral y presentan engolfamientos. En un cristal de cuarzo se observó inclusiones de apatito, agujas de rutilo y gránulos de opacos. La pasta es de textura microgranosa (aproximadamente 55%) y está constituida por partes aproximadamente iguales de cuarzo y feldespato alcalino en cristales anhedral, siendo muy escasa la plagioclasa de composición sódica (menos del 1%). Como accesorio se encuentra escaso circón y apatito, este último en cristales bastos.

Son comunes las laminillas de muscovita en la pasta. Los opacos (en parte limonitas rojas) no son muy abundantes y se encuentran diseminados por toda la muestra al igual que numerosas motas de carbonatos. Las venillas son escasas y están compuestas por carbonatos o carbonatos y limonitas.

Conclusión:

Roca de composición riolítica con carbonatización y

sericitización moderada, argilización incipiente a moderada y cloritización incipiente.

MUESTRA N°140:

Roca de textura clástica con profusa silicificación la que se da a través de venas de tortuosos recorridos que constituyen un enjambre que oblitera casi completamente la textura original de la roca. Los individuos de cuarzo que componen las venas desarrollan contactos suturados a rectos, constituyendo mosaicos. También se observa silicificación pervasiva que ha reemplazado de forma total a los cristaloclastos englobando laminillas de sericita probablemente producto de una alteración anterior. En algunos sectores puede distinguirse aún la matriz original de la roca en la cual pudo detectarse la presencia de cuarzo, abundantes laminillas de mica de hasta 0.1 mm, a veces conformando agregados radiales, encontrándose en algunos sectores vinculada espacialmente con la silicificación (aumentando su cantidad en la proximidad de las venas o apareciendo dentro de ellas) y escasos feldespatos zonales. También hay presentes cristales de apatita y pequeñísimos circones.

Se observan además numerosas venillas constituidas aparentemente por una mezcla de limonitas con arcilla (constituye un agregado muy fino, de color castaño, prácticamente transparente, con birrefringencia moderada). Estas venillas son muchas veces discontinuas, alcanzando hasta 1 mm de espesor. Este material también conforma motas que se encuentran diseminadas por toda la muestra. También se encuentran opacos diseminados, algunos de ellos con hábito cúbico, los que se encuentran casi completamente reemplazados por limonitas rojas.

Conclusión:

Roca con silicificación extrema (probablemente wacke o fangolita) con moderada a profusa sericitización. También son profusas la limonitización y la argilización las que se encuentran espacialmente vinculadas.

**1.1.2. Muestras de testigos de perforación**

MUESTRA N°8/86:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos de cuarzo (aproximadamente 20%) cuyo tamaño máximo es de 0,4 mm. Son angulosos, poseen numerosas inclusiones sólidas y gaseosas y extinción relámpago. Los feldespatos se encuentran subordinados (alrededor del 4%) siendo los más abundantes los alcalinos, los cuales presentan moderada a profusa sericitización. La plagioclasa es de composición oligoclasa y alcanza los 0,35 mm. Sus cristaloclastos son de hábito tabular y exhiben moderada sericitización. Los fragmentos líticos (aproximadamente 1%)

presentan tamaños variables alcanzando en algunos casos hasta 3 mm y muestran por lo general un alto grado de redondeamiento. Los más abundantes corresponden a volcanitas dentro de las que se distinguen dos grupos: uno corresponde a rocas donde la profusa sericitización obliteró la mineralogía original; el otro está conformado por una roca compuesta por microlitos de plagioclasa inmersos en una pasta de textura felsítica en la que en algunos sectores se observa cuarzo bien desarrollado (silicificación?) encontrándose además numerosos opacos diseminados a los que se asocian motas de carbonatos color castaño. Son raros los fragmentos de areniscas feldespáticas, con abundantes opacos y carbonatos, y los fragmentos de chert. El material ligante (aproximadamente 25%) es fino y en el se puede distinguir la presencia de cuarzo, escasas sericita y pequeñas motas de carbonato.

La silicificación de la matriz es profusa. Se observa una vena (0.5 mm de espesor) ramificada compuesta principalmente por carbonatos incoloros y en menor proporción por opacos (limonitas). También hay presentes venillas menores de similar composición.

#### Conclusión:

Wacke feldespática con importante silicificación y carbonatización.

#### MUESTRA N°9/86:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos angulosos de cuarzo (alrededor del 20%) de hasta 0.3 mm los que presentan inclusiones fluídas y caras cristalinas. La plagioclasa de composición oligoclasa (menos del 1%) alcanza hasta 0,3 mm de longitud y se presenta en individuos angulosos y con moderada sericitización. Son abundantes los fragmentos líticos (alrededor del 40%) presentan hasta 0,5 cm de longitud y dentro de ellos se distinguen fragmentos que corresponden a volcanitas compuestas por microlitos de plagioclasa con leve sericitización entre los que se encuentra abundante carbonato acompañado de opacos y sericita. También hay fragmentos de wackes cuarzosas, pelitas y de cuarzo policristalino tipo pavimento. La matriz (40%) está compuesta por cuarzo con muy escasa sericita y constituyendo el material ligante también se encuentra abundante carbonato probablemente como cemento de origen secundario. Los opacos están diseminados y en algunos casos vinculados a motas de carbonatos.

La muestra está surcada por un enjambre de venas de carbonato (en algunos casos con participación de opacos) que en las de mayor desarrollo presenta aspecto fibroso hacia el borde de la vena disponiéndose normales al mismo y mostrando color castaño. En otras venas el carbonato es incoloro, no tiene aspecto fibroso y está acompañado por escasa sericita en cristales alargados paralelos al borde de las venas. La silicificación es muy profusa y se da masivamente a través de venas, de manera pervasiva en la matriz y participando en las venas de carbonatos. Es siempre de grano muy fino,

observándose que es más profusa en las proximidades de las venas de cuarzo. La intensa venulación le otorga a la roca un aspecto brechoso.

Conclusión:

Wacke lítica guijarrosa con silicificación y carbonatización muy profusas.

MUESTRA N°10/86:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos angulosos de cuarzo de hasta 0,4 mm (aproximadamente 10%) con inclusiones fluidas y extinción ondulosa y escasos feldespatos (algunos con macla polisintética) de hasta 0,2 mm de longitud con sericitización moderada (menos del 5%). Los fragmentos líticos alcanzan hasta 0,7 mm de longitud (aproximadamente 25%) son subredondeados a angulosos y están compuestos principalmente por volcanitas de dos diferentes tipos: rocas con fenocristales de plagioclasa moderadamente sericitizada y pasta pilotáxica fluidal compuesta por microlitos de plagioclasa entre los que se encuentran gránulos de opacos y cloritas; rocas con textura glomeroporfírica de composición similar a las anteriores pero con mayor desarrollo en tamaño de los componentes de la pasta y sin fluidalidad en la cual también hay presente carbonato. También se observan fragmentos de wackes cuarzosos con matriz micácea y cuarzo policristalino tipo pavimento (con contactos rectos). La matriz (aproximadamente 40%) se compone de cuarzo y biotita secundaria. La biotita se presenta en pequeñas láminas castaño claras, con incipiente zonalidad. También constituyendo el material ligante se encuentra carbonato probablemente conformando un cemento de origen secundario. Los opacos aparecen o bien diseminados o bien agrupados formando "racimos".

La muestra se encuentra atravesada por una vena de 0,5 mm compuesta principalmente por carbonato de hábito fibroso, escasa participación de finos agregados de sílice, opacos y biotita en su parte media. La biotitización es muy profusa tanto en los líticos como en la matriz, observándose que esta aumenta en las proximidades de los opacos.

Conclusión:

Wacke lítica guijarrosa con biotitización profusa acompañada de carbonatización moderada a profusa y silicificación moderada.

MUESTRA N° 11/86:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos angulosos de cuarzo con extinción relámpago de hasta 0.3 mm de longitud. Los individuos de feldespato alcalino son muy escasos, presentan sericitización moderada y su longitud alcanza los 0.5 mm. Dentro de los fragmentos líticos se distingue un gran litoclasto de volcanita con

textura pilotáxica afieltrada e intensa sericitización y argilización. También se observan pequeños fragmentos angulosos de pelitas (no superan los 0.6 mm de longitud) y fragmentos de cuarzo policristalino compuestos por subgranos que desarrollan contactos suturados. El material ligante está constituido principalmente por mica blanca muy fina y cuarzo acompañados de cemento carbonático. También se encuentran opacos anhedrales diseminados.

Atraviesa la muestra una vena de carbonato y opacos con participación de finos agregados de sílice en algunos sectores. La silicificación también afecta a la matriz.

Conclusión:

Wacke lítica con importante carbonatización y silicificación moderadas.

MUESTRA N°13/86:

Roca de textura clástica flotante compuesta por cristaloclastos de cuarzo (alrededor del 15%) de hasta 0,7 mm de longitud con inclusiones sólidas y cristaloclastos de feldespatos (menos del 1%) entre los que se diferencian individuos de feldespato alcalino tabulares con argilización intensa y leve sericitización y de plagioclasa (oligoclasa) de hábito tabular con sericitización moderada y argilización leve. Son escasos los cristales de circón los que se presentan muy desarrollados. Los fragmentos líticos son escasos (alrededor del 5%) y están compuestos por areniscas cuarzo feldespáticas, volcanitas (de hasta 1 mm de longitud) con textura porfírica compuestas por fenocristales euhedrales de plagioclasa argilizada inmersos en una pasta felsítica argilizada y sericitizada con participación de opacos. También se encuentran fragmentos de chert y de cuarzo policristalino cuyos individuos desarrollan contactos suturados a rectos.

La matriz (aproximadamente 80%) está compuesta principalmente por cuarzo acompañado de sericita observándose opacos anhedrales diseminados. Participa del material ligante carbonato que probablemente constituya un cemento secundario.

La carbonatización es muy profusa y se da a través de venas, muchas veces ramificadas donde el carbonato se presenta con hábito fibroso. También hay presentes escasas venas de sílice constituyendo un agregado muy fino. La intensa venulación le otorga a la roca un aspecto brechoso.

Conclusión:

Fangolita lítica con carbonatización profusa y silicificación incipiente.

MUESTRA N°14/86:

Roca de textura clástica flotante compuesta de escasos cristaloclastos de cuarzo (aproximadamente 7%) de hasta 0,7 mm de longitud (en general no superan los 0.2 mm), muy angulosos, con extinción relámpago y con inclusiones sólidas y gaseosas.

Son muy escasos los feldespatos (menos del 1%) que excepcionalmente alcanzan los 0,7 mm y dentro de los cuales se diferencian feldespato alcalino, que se encuentra en individuos angulosos muy sericitizados, y plagioclasa que se presenta en cristales tabulares frescos. Los fragmentos líticos (entre un 1 y 2%) alcanzan una longitud de 0,9 mm y corresponden a cuarzo policristalino cuyos subgranos presentan contactos rectos y a areniscas cuarzo feldespática con escaso cemento carbonático y aún más escasa matriz sericitica. La matriz es muy abundante (aproximadamente un 90%) y es de composición cuarzo sericitica participando en la misma escasísimo feldespato. También hay presentes gránulos de opacos y escasos cristales de circón.

Atraviesa la muestra una vena de 3 mm de espesor compuesta en su mayoría por grandes cristales bipiramidales de cuarzo con numerosas inclusiones gaseosas y algunas sólidas los cuales sufren una disminución de tamaño notable hacia el borde de la vena. Hay escasos cristales euhedrales de feldespato con sericitización y argilización moderada algunos de cuyos individuos presentan macra polisintética. Participan escasos cristales de mica blanca. Posteriormente la vena es invadida por carbonato de hábito fibroso que aparece en parte intercrecido (?) con un mineral fibroso, incoloro y de baja birrefringencia (clorita?) que a su vez es en parte posterior al carbonato. Próximo a los límites de la vena la roca exhibe una importante sericitización. Se observan además delgadas y discontinuas venillas de carbonato y opacos y de cuarzo y micas que atraviesan la muestra en distintas direcciones.

#### Conclusión:

Fangolita lítica con importante carbonatización acompañada de moderada silicificación, sericitización y argilización e incipiente a moderada feldespatización y cloritización (?).

### **1.2. Descripciones calcográficas**

#### **1.2.1. Muestras de superficie**

##### MUESTRA N°12C:

La mineralización es escasa y se presenta diseminada en la caja. Está constituida por pequeños cristales idiomórficos de pirita corroídos y parcialmente reemplazados por limonitas hematíticas.

##### MUESTRA N°100c:

Presenta escasísima mineralización la cual aparece diseminada constituyendo pequeñísimos cristales dentro de los cuales puede reconocerse pirita alterando a limonitas rojas. También se observan escasas limonitas rojas diseminadas por

toda la muestra.

MUESTRA N°82c:

La mineralización se presenta diseminada y por lo general en cristales muy pequeños. Está constituida por pirita muy corroída. Se encuentra abundante leucoxeno y también cristales tabulares de magnetita orientados (aparentemente siguiendo líneas de clivaje de un mineral transparente al que estaría reemplazando). Se observan algunos cristales de magnetita sin orientación preferencial.

MUESTRA N°88c:

Roca con venillas de limonitas grises y/o rojas. Vinculados a las limonitas grises se encuentran pequeñísimos relictos de cristales de pirita. También se observan cristales diseminados de pirita los que se presentan corroídos y parcialmente reemplazados por limonitas grises.

MUESTRA N°85c:

La mineralización se encuentra diseminada o en delgadas venillas. Está compuesta principalmente por pirrotina con textura en ojo de pájaro ("bird eye") apenas insinuada consecuencia de su pasaje al producto intermedio, observándose en algunos individuos marcasita como producto final de la alteración. Algunos cristales de pirrotina presentan hábito tabular. Menos abundante es la calcopirita que aparece en contacto neto con la pirrotina. Se observan también escasa chispas de oro del orden de micrones que se encuentra asociadas a los minerales transparentes. Hay presentes gránulos diseminados de leucoxeno asociados a biotita y también venillas de limonitas.

MUESTRA N°87c:

La mineralización se presenta diseminada siendo la pirita el mineral mas abundante de la asociación. Esta se presenta en cristales cúbicos y en general profusamente reemplazada por limonitas con estructura coloidal de color gris. Está acompañada por moliódenita que conforma láminas muy flexuradas y que se agrupa formando "nidos" y escasa calcopirita que también está reemplazada por limonitas grises, a menudo coloidales. El oro nativo se encuentra como chispas diseminadas de pocos micrones que en algunos casos se agrupan formando pequeñísimos cúmulos. Las mismas se encuentran en fracturas de cristales bipiramidales de cuarzo. Los grumos de leucoxeno se encuentran asociados a biotita.

MUESTRA N°107c:

La mineralización se presenta diseminada o en delgadas venillas. La asociación metalogenética presente está compuesta por cristales idiomorfos de arsenopirita y por calcopirita en cristales xenomorfos. Ambos minerales se encuentran parcialmente reemplados por limonitas grises que en algunos casos presentan estructuras coloidales. Estas limonitas conjuntamente con limonitas rojas forman nidos y venillas. Presenta profusa tinsión limonítica producida por impregnación de limonitas color naranja.

#### MUESTRA N°136c:

La mineralización se presenta diseminada o constituyendo pequeños cúmulos. Está constituida por calcopirita reemplazada en sus bordes por limonitas grises en textura bandeada (tipo coloforme). Por otra parte se observan abundantes limonitas grises como reemplazo de pirita de la cual solo quedan vestigios, aunque se conserva el hábito cúbico relictico, de lo que se deduce que ha sido el mineral más abundante de la asociación. Son comunes los cristales tabulares de hematita con macla lamelar característica y muy escasas las chispas de oro (de pocos micrones de tamaño), siempre en relación con los minerales transparentes. Toda la muestra presenta impregnación de limonitas color naranja.

#### **1.2.2. Muestras de testigos de perforación**

#### MUESTRA N°1/86c:

La mineralización se presenta principalmente en venillas con ganga de cuarzo y en pequeña proporción diseminada. Está compuesta por grandes cristales idiomórficos de pirita (que es el mineral dominante de la asociación) con importantes "engolfamientos" de minerales transparentes y en algunos casos con cristales subhedrales a euhedrales de marcasita en su interior. En contacto con la pirita se encuentra escasa pirrotina, la que también constituye delgadas agujas. Se observan escasa blenda dentro de los cristales de pirita. La pirita también conforma delgadas venillas donde se presenta completamente xenomórfica. La arsenopirita se presenta en cristales xenomórficos a hipidiomórficos parcialmente corroídos. Son muy escasos los cristales hipidiomórficos de hematita. Es muy escasa la calcopirita la que se encuentra bordeando en parte los cristales de pirita. Se reconoce también "melnikovita" en finos agregados de color castaño y, con textura bandeada, que encierran escasa pirita xenomórfica, la que también aparece en los límites de dicho agregado. También puede verse la "melnikovita" rodeando cristales bipiramidales de cuarzo que a su vez encierran parcialmente cristales cúbicos de pirita y también encerrando a la arsenopirita. Inmersas en la ganga se observan escasa chispas de Au (?) de pocos micrones de desarrollo.



MUESTRA N°2/86:

La mineralización es muy escasa y se presenta diseminada en la caja. Está constituida por pequeños cristales corroídos de pirita observándose escasísima marcasita en pequeños cristales subhedrales dentro de algunos de los cristales de pirita.

MUESTRA N°3/86c:

La mineralización se encuentra en venillas con ganga de cuarzo como constituyente principal de las mismas al que acompaña calcita. La mineralización está constituida principalmente por pirita que se presenta en cristales idiomórficos y por finos agregados de pirita y melnikovita de textura bandeada (recristalización de la melnikovita). La calcopirita conforma pequeños cristales xenomórficos por lo general aislados en la ganga y sólo en algunos casos en contacto con los cristales de pirita a los que en parte encierra. También hay presente escasa blenda con exsoluciones de calcopirita en forma de gotas sin orientación preferencial y con reflejos internos rojos y verdes. Esta se encuentra en contacto (conservando la forma cristalina) con calcopirita o bien completamente rodeada por una orla de aquella. En otros sectores la blenda se encuentra completamente encerrada por pirita y sin contornos cristalinos.

MUESTRA N°4/86c:

Escasa mineralización la que aparece en venilla con ganga de carbonato y en venillas discontinuas que atraviesan la venilla de cuarzo todas en la misma dirección. En la vena de carbonato la mineralización se ubica próxima a los bordes (dentro o fuera de la vena). La pirita es el mineral más abundante de la asociación y se presenta en pequeños cristales cuyos bordes se disponen paralelos a los bordes de la vena de carbonato. Se observan además agregados de pirita y marcasita con textura bandeada (recristalización de la melnikovita). La calcopirita se presenta en pequeños cristales xenomórficos inmersos en los minerales de ganga o en la caja. Limonitas rojo anaranjadas aparecen diseminadas en la caja y dentro de la vena de carbonato. Son escasos los cristales de hematita los que aparecen asociados a limonitas.

MUESTRA N°5/6:

La mineralización se encuentra diseminada y en venillas y está compuesta principalmente por pirita en grandes cristales idiomórficos. También se observa escasa pirrotina encerrada por la pirita. La pirita se encuentra a su vez corroída por los minerales transparentes de ganga dando en algunos casos texturas esqueléticas; en contacto con la misma se observó escasa magnetita (?). Dentro de los cristales de pirita se

observan pequeños cristales subhedrales a euhedrales de marcasita. Encerrando parcialmente a la pirita o penetrándola se encuentra calcopirita en cantidades moderadas. Es abundante la melnikovita recristalizada, que se presenta en finos agregados de color castaño con textura bandeada compuestos por pirita y marcasita que rodean parcialmente a la calcopirita. Los agregados de melnikovita se encuentran rodeados por delgadas orlas de pirita y ocasionalmente atravesados por finas venillas de pirita anhedral. Se observa además una venilla en la que se encuentran inmersos diminutos cristales de pirrotina.

MUESTRA N°6/86:

La mineralización se presenta diseminada y en venillas con ganga de cuarzo. La pirita es el mineral más abundante de la asociación; esta se presenta en grandes cristales idiomórficos con importantes "engolfamientos" de minerales transparentes. También aparece bordeando venillas de minerales transparentes. Dentro de los cristales de pirita se observa abundante blenda conformando intercrecimientos en parte controlados por el clivaje. Se observa escasa marcasita en pequeños cristales subhedrales a euhedrales dentro de los cristales de pirita, y escasa calcopirita en los bordes de aquella o penetrándola. La pirrotina es escasa y se encuentra en cristales bien desarrollados rodeados por pirita y con alteración a marcasita siguiendo las fracturas. Inmersas en los minerales de ganga se encuentran pequeñas laminillas de oro nativo. También se observan limonitas reemplazando parcialmente a la pirita.

MUESTRA N°8/86:

La muestra presenta una vena de limonita hematítica y cuarzo de 5 mm de espesor. La mineralización es escasa y se presenta en la vena o diseminada en la caja. El mineral más abundante es la pirita la que constituye cristales idiomórficos corridos o bien cristales prolados según la dirección paralela al borde de la vena. Se observan también finos agregados de marcasita y pirita (melnikovita recristalizada) y escasísimos cristales xenomórficos de calcopirita. En los bordes de la vena y asociados a las limonitas rojas se encuentran pequeños cristales aciculares de hematita.

MUESTRA N°9/86:

La mineralización es muy escasa y se encuentra diseminada en la roca de caja o dentro de una venilla de aproximadamente 1 cm de espesor compuesta en sus bordes por cuarzo y en el centro por carbonato. Está constituida principalmente por cristales subidiomórficos de pirita corroídos en sus bordes dentro de los cuales se observan cristales subhedrales a

ehedrales de marcasita. Son muy escasos los cristales de arsenopirita los que se presentan subhidiomórficos, parcialmente corroídos y además fracturados. La calcopirita es escasa y se encuentra en cristales xenomórficos o hipidiomórficos sin contacto con los demás sulfuros. Se observan limonitas rojas y naranjas en cantidades moderadas y en las proximidades de la masa de limonitas rojas aparecen pequeños cristales tabulares de hematita.

MUESTRA N°10/86:

La mineralización se presenta diseminada o en venillas con ganga principalmente de carbonato acompañada de cuarzo en los bordes. Está constituida casi en su totalidad por cristales idiomórficos de pirita muy corroídos con escasos cristales de marcasita en su interior. Es muy escasa la calcopirita la cual se presenta en cristales aislados de hábito xenomórfico a hipidiomórfico. Son abundantes las limonitas rojas y grises, estas últimas conservando la forma cristalina del mineral reemplazado (pirita). Se observan además aisladas chispas de Au de pocos micrones. Se encuentra una venilla de carbonato dentro de la cual hay inmeros agregados compuestos por pequeñísimos cristales de pirrotina.

MUESTRA S/N (X):

La mineralización está constituida principalmente por pirita en cristales idiomórficos corroídos, dentro de los cuales se observa escasa blenda y pirrotina. La pirita presenta en su interior cristales subhedrales a euhedrales de marcasita. La calcopirita es escasa y se presenta en cristales xenomórficos aislados o introduciéndose en los intersticios de la pirita. La pirita, y la calcopirita se encuentran "cementadas" por melnikovita, la que en parte penetra los cristales. Esta última se encuentra en recrystalizada a un agregado de pirita y marcasita. También hay presentes agregados botroidales de pechblenda (de color castaño grisáceo, isótropa y con baja reflectividad) con fracturas de retracción los que se presentan aislados en la ganga y ocasionalmente en contacto con pirita.

## 2. CERRO COLORADO

### 2.1. Descripciones petrográficas

#### MUESTRA N°43:

Roca de textura clástica compuesta por muy escasos fragmentos líticos los que alcanzan hasta 0,5 cm de longitud en su dimensión mayor. Dentro de los litoclastos sedimentarios se reconocen fragmentos angulosos de wackes cuarzos finos con abundante matriz limosa conformada por cuarzo, feldespato y sericita y más subordinados fragmentos de arenitas cuarzo-feldespáticas. Más abundantes son los litoclastos de volcanitas los que se presentan angulosos, con textura porfírica y con sericitización y argilización. Están compuestos por fenocristales de plagioclasa, inmersos en una pasta de textura afieltrada y en algunos sectores fluidal la cual está compuesta por microlitos de plagioclasa y escaso cuarzo intersticial. Más abundantes aún son los fragmentos compuestos por un agregado felsítico de cuarzo y feldespato muy semejante al que constituye la matriz los cuales probablemente correspondan a rocas volcanoclásticas las que se encuentran argilizadas y sericitizadas. Los cristaloclastos más abundantes son los de cuarzo los cuales aparecen en individuos angulosos, con extinción relámpago y longitudes que alcanzan los 0,5 mm. Las plagioclasas aparecen en individuos tabulares con macla polisintética, argilizados y sericitizados y con longitudes de hasta 1 mm. Todo el material clástico se encuentra intensamente corroído por la matriz, la cual está constituida por un agregado felsítico cuarzo-feldespático con participación de sericita cuyas laminillas alcanzan los 0.05 mm. En ella se distinguen difusos fantasmas de trizas y en algunos sectores moderada silicificación. Son abundantes los gránulos de opacos los que se encuentran diseminados por toda la muestra.

#### Conclusión:

Lapillita fenocrítica con moderada sericitización y silicificación.

#### MUESTRA N°56:

Roca de textura amigdaloides y porfírica compuesta por fenocristales subhedrales de plagioclasa de hasta 1,3 mm de longitud (aproximadamente 35%). En algunos individuos se observa zonación en tanto que en otros macla según ley de Albita poco definida. La albitización es moderada y acompaña a la misma pequeñas cantidades de epidoto. Los máficos son más escasos que las plagioclasas (aproximadamente 5%) y presentan hábito euhedral. Algunos ejemplares se encuentran totalmente reemplazados por opacos, mientras que otros sólo muestran orlas de opacos dentro de las cuales hay presentes opacos anhedrales, pistacita y carbonatos. Dentro de estos últimos se



observaron algunas formas que podrían corresponder a secciones basales de anfíbol. La pasta presenta textura intersertal y está integrada por microlitos de plagioclasa (oligoclasa?) entre los cuales se observa una asociación de clorita, epidoto y carbonato, estos dos últimos muy subordinados. Como mineral accesorio hay presentes pequeños cristales prismáticos de apatito. Las vesículas son escasas y se encuentran rellenas principalmente de cuarzo acompañado de epidoto y carbonatos, ambos muy subordinados.

Conclusión:

Roca volcánica de composición andesítica con propilitización moderada.

MUESTRA N°59:

Roca de textura clástica tangencial compuesta principalmente por fragmentos líticos (aproximadamente 80%) que alcanzan los 0,75 mm de longitud y muestran bajo grado de redondeamiento. Dentro de estos se diferencian fragmentos compuestos con textura microgranosa compuestos por cuarzo y feldespato alcalino y fragmentos pertenecientes a basaltos alcalinos compuestos por un mosaico de minerales opacos dentro del cual se encuentran microlitos de plagioclasa sódica con argilización moderada. Dentro de los cristaloclastos (aproximadamente 10%) los más abundantes son los de cuarzo cuyos individuos desarrollan hasta 0,5 mm de longitud. Presentan bajo grado de redondeamiento, inclusiones sólidas y en algunos casos senos de corrosión. Menos abundantes son las plagioclasas las que alcanzan hasta 0,5 mm de longitud. Su composición es sódica y exhiben una moderada alteración a arcillas. La matriz (aproximadamente 10%) está constituida por un fino agregado (de tipo felsítico) observándose en algunos sectores segregación de cuarzo. La impregnación en óxidos de hierro es generalizada y muy profusa, llegando a constituir en algunos sectores verdaderos mosaicos de limonitas. También hay presentes motas de carbonatos que en algunos casos tienen asociados pequeños gránulos de opacos.

Conclusión:

Arenita lítica con argilización y carbonatización moderada y limonitización intensa.

MUESTRA N°61:

Roca de textura porfírica con pasta afanítica. Los fenocristales más abundantes son los de plagioclasa (aproximadamente 30%) de composición andesina sódica cuyos individuos se agrupan en algunos casos formando glomérulos. Presentan forma ehedral y alcanzan hasta 1,5 mm; muestran además una profusa alteración sericítica y arcillosa. Los máficos (pirroxenos?) presentan hábito tabular y alcanzan hasta 1,5 mm de longitud (aproximadamente 5%). Se encuentran completamente reemplazados por carbonatos, opacos, clorita,

pequeñas cantidades de cuarzo y mica blanca. La pasta presenta textura pilotáxica y está compuesta por microlitos de feldespato de hasta 0,2 mm de longitud (entre 60 y 65%), algunos de los cuales poseen macia polisintética. Estos muestran una alteración semejante a la de los fenocristales. Entre los microlitos se observan pequeñas cantidades de cuarzo (alrededor de 2%). Los accesorios más comunes son los opacos que se presentan como pequeños gránulos o como cristales de mayor tamaño y de forma cúbica. Son escasos los cristales de apatito los cuales alcanzan hasta 0,2 mm.

Conclusión:

Roca volcánica de composición andesítica con sericitización y argilización moderada.

MUESTRA N°62:

Roca de textura clástica compuesta por cristaloclastos de cuarzo ehedrales con tamaños que oscilan entre los 0,2 y 0,7 mm aproximadamente. En algunos ejemplares se observan senos de corrosión. Menos abundantes son los cristaloclastos de plagioclasa los cuales presentan sericitización y en menor grado alteración arcillosa. Hay presentes fragmentos de pumicitas con tamaños entre 0,2 mm y 1 mm; presentan abundantes vesículas rellenas con óxidos de hierro. Se encuentran desvitrificados a un intercrecimiento de cuarzo y feldespato. Entre los fragmentos líticos se distinguen basaltos con textura variolítica que son los más abundantes; fragmentos compuestos por mosaicos de carbonatos mezclados con minerales opacos (probablemente minerales máficos alterados); fragmentos líticos de areniscas cuarzosas con escasa matriz arcillosa, de cuarcitas, de wackes con matriz arcillosa y sericitica y de lutitas. La matriz está compuesta por un fino intercrecimiento de cuarzo y feldespato producto de la desvitrificación con abundante participación de arcilla.

Conclusión:

Toba fenocrítica con moderada argilización.

MUESTRA N°66:

Roca de textura bandeada y porfírica; las bandas más claras tienen hasta 3 mm de espesor y en ellas se concentran los fenocristales en tanto que las más oscuras (con mayor impregnación de óxidos de hierro) alcanzan hasta 1 cm. Microscópicamente se observa que está compuesta por fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) subhedrales los que presentan albitización acompañada de alteración sericitica y desarrollan hasta 2 mm de longitud (alrededor del 6 o 7%). También se observan fenocristales de biotita (entre 3 y 4%) la cual se encuentra parcialmente reemplazada por muscovita y opacos anhedrales. Es común que este máfico presente orlas de minerales opacos. La pasta tiene textura felsítica y está compuesta por cuarzo (aproximadamente 30%) y feldespato

alcalino subhedral con macla de Carsbald y alteración arcillosa (aproximadamente 60%), siendo muy escasos los microlitos esqueléticos de plagioclasa (menos del 1%); participando de la pasta se encuentra sericita. Los microcristales de cuarzo se encuentran agrupados probablemente como consecuencia de una desvitrificación lenta. También hay presentes opacos anhedrales diseminados en la pasta. Se observan motas de carbonatos rodeadas de opacos y delgadas e irregulares venillas de sílice.

Conclusión:

Roca volcánica de composición riolítica con alteración sericitica, silicificación y albitización.

MUESTRA N°70:

Roca de textura clástica compuesta principalmente por fragmentos líticos de hasta 8 mm en su longitud mayor dentro de los cuales predominan los de rocas sedimentarias. Estos se presentan angulosos a subredondeados y los más comunes corresponden a wackes cuarzo-feldespáticos con matriz cuarzo micácea. Menos frecuentes son las limolitas cuarzo micáceas con participación de feldespato alcalino. Son escasos los fragmentos de arenitas cuarzosas con escasa matriz clorítica y arcillosa y las wackes cuarzosas con matriz arcillosa y micácea. Casi tan abundantes como los líticos sedimentarios son los de rocas volcánicas. Parte de estos presentan textura porfírica e intersertal y están compuestos fenocristales de plagioclasa y microlitos de plagioclasa profusamente albitizados y con sericitización incipiente entre los que se encuentran cloritas y ocasionalmente carbonatos, observándose además opacos diseminados. Son frecuentes los fragmentos de volcanitas constituidos por fenocristales de plagioclasa profusamente albitizados y con leve sericitización. Estos se encuentran inmersos en una pasta con textura que grada de fluidal a felsítica y en algunos casos esferulítica en la que se distinguen microlitos argilizados de feldespato y gránulos de opacos. Otras volcanitas están constituidas por microfenocristales subhedrales de plagioclasa argilizados y de cuarzo los que se encuentran inmersos en una mesostásis compuesta por cloritas y en menor proporción feldespato alcalino argilizado y cuarzo. Son escasos los fragmentos de cuarzo policristalino y en ellos los subgranos muestran contactos rectos a suturados. Se observó un fragmento de riolita con fenocristales de cuarzo con engolfamientos y una pasta microgranosa formado por cuarzo y feldespato alcalino. Los cristaloclastos más abundantes son los cuarzo los que conforman individuo angulosos y con extinción ondulosa. Poseen trenes de inclusiones fluidas, senos de corrosión y en algunos casos conservan caras cristalinas. Las plagioclasas se presentan angulosas, con zonalidad y moderada argilización y sericitización. Las láminas de biotita son muy escasas y pequeñas y se encuentran cloritizadas. La matriz está compuesta por una mesostásis felsítica a veces con textura esferulítica en la que sus componentes muestran un desarrollo

variable, encontrándose la misma profusamente reemplazada por clorita. Puede observarse que en algunos sectores la pasta se encuentra compuesta exclusivamente por cuarzo y en otros sólo por feldespato alcalino. Pueden distinguirse en la matriz algunos fantasmas de trizas y de vitroclastos muy deformados. Se observan también escasos gránulos de opacos diseminados y parches de carbonatos.

Clasificación:

Lapillita fenodacítica con profusa cloritización.

MUESTRA N°71:

Roca de textura brechosa constituida por fragmentos de riolita con escasos fenocristales (aproximadamente 1%) dentro de los cuales los más abundantes corresponden a plagioclasa (oligoclasa) la que se presenta con macla polisintética, argilizada y levemente sericitizada. Siguen en abundancia los fenocristales de biotita (?) que desarrollan gran tamaño y se encuentran completamente reemplazados principalmente por muscovita y escaso cuarzo. Son muy escasos los fenocristales de cuarzo los que se presentan con hábito bipiramidal y marcados engolfamientos. La pasta tiene textura en sectores felsítica y en otros esferulítica y en ella se distinguen microlitos esqueléticos de feldespato de hasta 0,15 mm (aproximadamente 5%) levemente argilizados y opacos también producto de la desvitrificación. El cemento de la brecha está constituido por una pasta volcánica de textura esferulítica semejante a la de los fragmentos de riolita. Se encuentran además motas de carbonato a las que se asocian opacos anhedrales (principalmente limonitas) y algunas venillas también constituidas por carbonatos. La silicificación es intensa y produce el reemplazo parcial de los clastos y de la pasta. Acompañan a su vez bolsones y venillas de caolín.

Conclusión:

Roca volcánica de composición riolítica con silicificación profusa, carbonatización y argilización moderada y sericitización leve.

MUESTRA N°72:

Roca de textura porfírica a glomeroporfírica. Los fenocristales más abundantes corresponden a plagioclasa de composición andesina (aproximadamente 25%) en cristales subhedrales cuyos tamaños oscilan entre 0,2 y 0,4 mm. La mayoría de los cristales presentan macla con ley de Albite la que en algunos individuos se combina con la de Periclino. Muestran una albitización bastante intensa a la que acompaña una alteración arcillosa moderada y una sericitización incipiente. Los máficos (aproximadamente 15%) presentan hábito tabular desarrollando hasta 0,85mm de longitud. Están totalmente reemplazados por clorita, epidoto y opacos a los que acompañan pequeñas cantidades de cuarzo, carbonato y



clinozoisita. La presencia de una sección rómbica permite suponer que al menos una parte de los minerales féficos corresponden a anfíboles. También hay presentes microlitos de plagioclasa sódica de unos 0,05 mm de longitud (alrededor del 10% los cuales se encuentran inmersos en una pasta de textura felsítica compuesta por un intercrecimiento de cuarzo (aproximadamente 15%) y feldespato alcalino anhedral (aproximadamente 35%). Tanto los microlitos como la pasta presenta alteración clorítica y arcillosa moderada a intensa. Los intersticios entre los minerales de la pasta se encuentran rellenos por clorita. Como minerales accesorios se encuentran cristales euhedrales de apatito y de minerales opacos.

Conclusión:

Roca volcánica de composición lacítica con alteración propilítica moderada a intensa.

MUESTRA N°73:

Roca de textura clástica compuesta por cristaloclastos cuarzo de hábito bipiramidal muy anguloso cuyos individuos alcanzan hasta 1.5 mm de longitud (aproximadamente 35%). Presentan inclusiones sólidas y fluidas y en los individuos mayores la extinción es ondulosa a fragmentosa. Los feldespatos son escasos (alrededor del 5%) distinguiéndose entre ellos plagioclasa de composición sódica que alcanza hasta 0.5 mm de longitud. Esta se encuentran alterada a sericita cuyos individuos se orientan según las dos direcciones de clivaje. Presentan además moderada argilización. El feldespato potásico es escaso alcanza hasta 0.75 mm y posee perfitas; se encuentra profusamente argilizado y con rebordes de albita. También se encuentran láminas de muscovita muy flexurada, probablemente como resultado de la compactación diagenética y escasa turmalina. Los componentes cristalinos se encuentran corroídos por la matriz. Los fragmentos líticos son angulosos y muy abundantes (aproximadamente 30%), alcanzando hasta 1 cm de longitud. Los más comunes son los de origen sedimentario y corresponden principalmente a pelitas y en menor proporción a limolitas y arenitas cuarzosas. Son escasos los líticos de metamorfitas (mosaico de cuarzo con contactos suturados) y de volcanitas (riolitas con fenocristales de oligoclasa albitizados inmersos en una pasta microgranosa de cuarzo y feldespato potásico y otros constituidos por plagioclasa, abundantes opacos y escaso cuarzo). Todos los líticos se encuentran botitizados. La matriz (aproximadamente 35%) es limosa y está compuesta principalmente por biotita en laminillas de hasta 0.15 mm a la que acompaña cuarzo, escasas laminillas de muscovita de hasta 0.15 mm y escasos gránulos de opacos.

Conclusión:

Wacke lítica con profusa biotitización.

#### MUESTRA N°76:

Roca de textura glomeroporfírica constituida por fenocristales de plagioclasa subhedrales con macla de Albite con desarrollo irregular (aproximadamente 5%). Alcanzan hasta 1,8 mm de longitud y presentan inclusiones de la pasta. Los individuos muestran profusa alteración a arcillas acompañada de una sericitización leve e inclusiones de pequeños cristales de opacos anhedrales. La pasta presenta textura microgranosa fina y está compuesta por feldespato alcalino en individuos anhedrales a subhedrales con macla de dos individuos (aproximadamente 70%) y cuarzo (aproximadamente 25%). Además se observan pequeños granos de minerales opacos a semitransparentes (limonitas) que suelen agruparse formando cúmulos de reducido tamaño.

#### Conclusión:

Roca volcánica de composición riolítica con alteración argílica moderada.

#### MUESTRA N° 77:

Roca de textura clástica compuesta por cristaloclastos y litoclastos composiciones variadas inmersos en una matrix de textura felsítica. Los cristaloclastos de cuarzo son los más abundantes, presentan ábito anedral y en general son angulosos; sus tamaños oscilan entre 0,1 mm y 0,75 mm. Los individuos mayores presentan en algunos casos extinción fragmentosa. En mucha menor proporción se observan cristaloclastos de feldespato potásico anhedrales a subhedrales de 0,2 hasta 1,3 mm. Presentan alteración a arcillas y en algunos se han desarrollado pertitas bandeadas. También se observa microclino en individuos de hasta 0,4 mm. Estos tienen argilización incipiente y el maclado en arpillera se encuentra distorsionado. Son también escasos los cristaloclastos de plagioclasa (oligoclasa) los cuales presentan ábito subhedral y macla de Albite que en algunos individuos se combina con la de Periclino. Presentan alteración a arcillas y también a sericita (que es más escasa). Los litoclastos alcanzan hasta 5 mm y los más abundantes corresponden a fragmentos de argilizados y cloritizados de volcanitas con textura microporfírica en cuya pasta felsítica se encuentran inmersos microlitos de plagioclasa. Menos comunes son los fragmentos de volcanitas con textura pilotáctica fluidal con impregnación limonítica. También hay presentes rocas de dique con textura granosa profusamente alteradas a carbonatos y limonitas en las que se distinguen individuos de plagioclasa. Otros líticos son de origen sedimentario y dentro de esos se distinguen fragmentos de wackes cuarzosas, de limolitas y de arcosas. La matrix conforma un agregado de tipo felsítico con pequeñas cantidades de óxidos de hierro. Se observan además abundantes motas de carbonatos asociados a gránulos de limonitas.

#### Conclusión:

Se trata de una lapillita de composición fenoriolítica con alteración arcillosa moderada y profusa carbonatización

MUESTRA N°121:

Roca de textura clástica compuesta por abundantes fragmentos líticos (aproximadamente 25%) de hasta 2 cm de longitud. La mayoría de estos corresponden arenitas feldespáticas. También hay presentes fragmentos de limolitas, pelitas y wackes cuarzosas todos ellos con abundante biotita secundaria y también fragmentos de cuarcitas. Son escasos los fragmentos de volcanitas las cuales presentan textura granosa y están compuestas por plagioclasa, biotita secundaria y epidoto (estos últimos de distribución intersticial). La matriz corresponde a una wacke cuarzosa con escasos cristaloclastos (aproximadamente 25%) en su mayoría de cuarzo, los cuales se presentan angulosos y con longitudes de hasta 0.4 mm. Los cristaloclastos de plagioclasa alcanzan hasta 0.2 mm de longitud, son angulosos y poseen moderada sericitización. Todo el material clástico se encuentra intensamente corroído por el material ligante (aproximadamente 75%) compuesto principalmente por finos agregados de biotita verde de distribución irregular, la que llega a conformar laminillas de hasta 0.05 mm que adoptan en algunos sectores disposición radial. Acompañan a la biotita cuarzo, fedespato y material arcillosos. Asociada a la biotita hay presente escasa fluorita anhedral. Diseminados por toda la muestra se observan pequeños y abundantes gránulos de opacos y escasos cristales subhedrales de hasta 0.4 mm de longitud. Atraviesan la muestra escasa venillas compuestas por finos agregados de carbonatos.

Conclusión:

Se trata de un paraconglomerado polimíctico con intensa biotitización.

MUESTRA N°126:

Roca con estructura bandeada por flujo y textura clástica compuesta por escasísimos cristaloclastos en su mayoría de plagioclasa. Estos se presentan ehedrales, con longitudes que alcanzan los 2.5 mm y macla polisintética de desarrollo irregular, ocasionalmente combinada con macla de dos individuos. Están profusamente reemplazadas por carbonato, a veces acompañado de gránulos de opacos y presentan moderada argilización e incipiente sericitización y albitización. Se observa la presencia de un cristaloclasto de cuarzo ehedral, con marcados senos de corrosión. En la matriz pueden distinguirse difusos fantasmas de trizas. Esta posee textura microgranosa fina y está compuesta principalmente por feldespato alcalino anhedral con moderada argilización y en menor proporción cuarzo. Hay presentes escasas tablillas subhedrales de plagioclasa sódica con macla polisintética y moderada argilización y aislados cristales de circón. La matriz presenta una sericitización profusa de tipo

penetrativo, observándose un buen desarrollo de las laminillas las que en algunos casos presentan disposición radial. La argilización es moderada y las arcillas se presentan constituyendo finos agregados incoloros. Motas de carbonatos y pequeños gránulos de opacos se encuentran diseminados por toda la muestra.

Clasificación:

Se trata de una lapillita fenodacítica con profusa sericitización y moderada carbonatización y argilización.

MUESTRA N°131:

Roca de textura clástica compuesta principalmente por fragmentos líticos (aproximadamente 80 a 85%) de naturaleza muy variada, los que alcanzan hasta 5 mm en su longitud mayor y se presentan por lo general angulosos y con marcados engolfamientos. Los más abundantes son los de origen volcánico con texturas que gradan de felsíticas a pilotáficas fluidales. Los mismos están compuestos por microlitos de plagioclasa y feldespato alcalino moderadamente argilizado en proporciones variables siendo muy escaso el cuarzo también hay presentes pequeños gránulos de opacos diseminados. En algunos fragmentos se observaron fenocristales de plagioclasa con zonalidad y sericitización y argilización leve. Se encuentran en menor proporción fragmentos subredondeados de basaltos compuestos por cristales de plagioclasa con macla polisintética y sericitización leve los cuales muestran en algunos casos distribución radial (textura variolítica). Estos están inmersos en un mosaico de opacos, observándose en algunos sectores la presencia de escasa caolinita. Dentro de los fragmentos de origen sedimentario se encuentran arenitas finas cuarzo-feldespáticas, areniscas cuarzosas finas con matriz arcillosa y cemento de óxidos de hierro y escasos fragmentos de areniscas cuarzosas cuyo material ligante está constituido por cuarzo y sericita la que se presenta en laminillas bien desarrolladas dispuestas con orientación preferencial. Los fragmentos de rocas plutónicas son muy escasos, poseen textura granosa fina y están constituidos principalmente por cuarzo acompañado de plagioclasa (oligoclasa) con moderada argilización y escaso apatito. Dentro de los cristaloclastos los más abundantes corresponden a cuarzo (entre 5 y 10%). Estos son angulosos, con extinción ondulosa a fragmentosa y trenes de inclusiones fluidas. El cuarzo plicristalino es escaso y los individuos constituyentes presentan contactos suturados. Las plagioclasas (menos del 1%) conforman dos poblaciones: una compuesta por cristaloclastos de mayor desarrollo ( $n > b$ ), cribados, con moderada sericitización y argilización e inclusiones de opacos y otra, de composición oligoclasa, mucho menos abundante conformada por individuos sin alteración con macla polisintética a veces combinada con periclino. Son escasas las láminas de muscovita, las que se encuentran flexuradas. El material ligante (aproximadamente 10%) está constituido por un fino agregado con profusa impregnación limonítica.

Conclusión:

Arenita lítica con profusa impregnación limonítica.

MUESTRA N°134:

Roca de textura porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa (aproximadamente 18%) que se agrupan formando glomérulos y alcanzan hasta 1,4 mm de longitud. Las mismas tienen composición intermedia (oligoclasa), presentan macla polisintética-a veces combinada con la de dos individuos-y en algunos casos zonalidad. Poseen sericitización moderada a intensa (las laminillas siguen orientaciones preferenciales), argilización intensa, aisladas motas de carbonatos y abundantes opacos anhedral. Son escasos los fenocristales de biotita (alrededor de 2%) los que alcanzan hasta 0.5 mm y se encuentran parcialmente reemplazados por muscovita y opacos (limonitas rojas). Se encuentran fomas correspondientes a secciones de anfíbol reemplazadas por carbonato y rodeadas de gránulos de opacos. La pasta es de textura felsítica y está compuesta por feldespato argilizado y en menor proporción por cuarzo (aproximadamente 20%). Dentro del feldespato se distingue feldespato alcalino anhedral (aproximadamente 40%) y microlitos esqueléticos de plagioclasa sódica (aproximadamente 20%). También participa de la pasta escasa muscovita, apatito y pequeños cristales euhedrales de minerales opacos. La impregnación limonítica es abundante y observándose además la presencia de motas de carbonatos.

Conclusión:

Roca volcánica de composición riolítica con importante argilización, sericitización y limonitización. La carbonatización es moderada.

MUESTRA N°150:

Roca de textura porfírica compuesta aproximadamente por un 30% de fenocristales, la mayoría de ellos correspondientes a plagioclasa de composición andesina sódica los cuales se encuentran en algunos casos agrupados formando glomérulos (alrededor de 28%). Los individuos alcanzan hasta 2.5 mm de longitud y se presentan subhedrales a euhedrales y con macla polisintética. Poseen argilización moderada a profusa, sericitización moderada en laminillas bien desarrolladas, albitización en parches y escasa alteración a carbonatos. Son comunes en ellos las inclusiones de apatito. Los máficos son muy escasos (aproximadamente 2%), alcanzan hasta 0.8 mm en su longitud mayor y se encuentran completamente reemplazados por opacos (limonitas) y carbonatos acompañados en algunos casos por muscovita, arcillas y cuarzo. La presencia de secciones rómbicas típicas permiten determinar que se trata de anfíboles. La pasta es de textura microgranosa gruesa y está conformada principalmente por tablillas subhedrales de oligoclasa muchas veces con macla de dos individuos y sólo ocasionalmente con macla polisintética (aproximadamente 45%). Presenta profusa

argilización y sericitización incipiente. En menor proporción se encuentra feldespato alcalino (aproximadamente 15%) que se presenta en cristales anhedrales y con una alteración semejante a la de las plagioclasas pero con menor índice que aquellas y cuarzo (aproximadamente 10%). Como accesorio se encuentran cristales bien desarrollados de apatito. Con una distribución intersticial se encuentran agregados de caolinita con participación de sericita. Son muy comunes los cristales subhedrales de opacos y los agregados de limonitas asociadas a jarosita. También aparecen grandes cristales de carbonatos rodeados por pequeños gránulos de opacos.

Conclusión:

Roca volcánica de composición andesítica con argilización profusa, sericitización incipiente y albitización y carbonatización moderadas.

MUESTRA N°152:

Roca de textura porfírica a glomeroporfírica compuesta por fenocrsiales subhedrales de plagioclasa de hasta 1.5 mm de longitud con macla polisintética combinada en algunos casos con macla de dos individuos o con zonalidad (aproximadamente 15%). Presenta moderada a profusa caolinitización e incipiente alteración a smectitas. Se encuentra parcialmente reemplazada por albita, epidoto, carbonato y escasa clorita y posee índice ligeramente mayor que el bálsamo. Los minerales máficos corresponden a hornblenda (ángulo de extinción aproximadamente de 10°) la que se presenta en cristales subhedrales a ehedrales de hasta 0.7 mm con macla transversal de dos individuos (alrededor de 2%). Se encuentran parcialmente reemplazados por tremolita actinolita y clorita. Hay presentes fenocristales subhedrales de cuarzo con senos de corrosión los que alcanzan hasta 0.9 mm de longitud (aproximadamente 3 a 4%). Estos están fracturados y presentan inclusiones sólidas y fluídas. La pasta posee textura intersertal y está constituida por microlitos de plagioclasa caolinitizados (aproximadamente 55%), anfíbol alterado a tremolita-actinolita ocasionalmente agrupados conformando pequeños cúmulos (aproximadamente 20%) y escaso cuarzo intersticial (alrededor del 15%). Entre los microlitos se encuentra clorita (tipo clinocloro) acompañada de epidoto. También se observan pequeños cristales huedrales de apatito y moderada cantidad de opacos, muchos de los cuales presentan hábito cúbico.

Conclusión:

Roca volcánica de composición andesítica con moderada a profusa propilitización y profusa argilización.

MUESTRA N°153:

Roca de textura porfírica a glomeroporfírica compuesta fenocristales de plagioclasa de composición andesina

(aproximadamente 25%). Estos se presentan subhedrales a euhedrales, en general con zonalidad muchas veces acompañada de macla polisintética y raramente de periclino. Muestran sericitización moderada a profusa principalmente en los bordes y siguiendo las fracturas como así también moderada albitización y escasa carbonatización. Menos frecuentes son los minerales máficos (aproximadamente 15%) dentro de los cuales pueden distinguirse anfíboles (?) los cuales se presentan en secciones basales y tabulares completamente reemplazadas por carbonato, clorita y tremolita actinolita, acompañados en menor proporción por opacos y epidoto. Aún más escasa es la biotita la cual se presenta en láminas cribadas por la pasta y parcial a totalmente reemplazadas por clorita, opacos y pistacita. La pasta es de textura microgranosa y está compuesta por microlitos subhedrales de plagioclasa (oligoclasa?) bien desarrollados y con argilización moderada y sericitización incipiente (aproximadamente 10%). Estos se encuentran inmersos en una mesostasis compuesta por feldespato anhedral moderadamente argilizado (aproximadamente 35%) y cuarzo (aproximadamente 15%) encontrándose intersticialmente clorita y escaso carbonato. Son comunes los gránulos de opacos la mayoría de los cuales se presentan anhedrales y sólo algunos pocos con forma cúbica.

#### Conclusión:

Roca volcánica de composición lacítica con propilitización, sericitización y argilización moderadas.

## **2.2. Descripciones calcográficas**

### MUESTRA N°56C:

La mineralización se presenta diseminada y está constituida por pequeños cristales idiomórficos a hipidiomórficos de magnetita con dos direcciones de clivaje los que se encuentran parcialmente reemplazados por hematita (martitización). La hematita también se presenta en cristales discretos hipidiomórficos de escaso tamaño los que conforman agregados.

### 3. MALIMAN DE ARRIBA

#### 3.1. Descripciones petrográficas

##### MUESTRA N°161:

Roca de textura porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa de composición oligoclasa (aproximadamente 60%) con zonación o macla polisintética combinada en algunos casos con macla de dos individuos. Presenta argilización y sericitización leve a moderada. Son escasos los fenocristales de cuarzo (alrededor del 5%). Los fenocristales de biotita son escasos (aproximadamente 5%), de menor desarrollo que los de plagioclasa y presentan inclusiones de apatito y circón. Estos se encuentran moderada a intensamente cloritizados y reemplazados por opacos que se orientan según los clivajes, cuarzo, titanita y epidoto (?). Se observa una sección basal de anfíbol parcialmente reemplazado por biotita. La pasta posee textura microgranosa gruesa y está compuesta principalmente por cuarzo (aproximadamente 20%) acompañado de feldespato alcalino anhedral (aproximadamente 10%) levemente argilizado y escasos microlitos de plagioclasa subhedrales (oligoclasa?) argilizados los que presentan macla o zonación (alrededor del 1%). En los feldespatos de la pasta se observan fenómenos subsólidos. También se encuentran en la pasta como minerales accesorios cristales de titanita, escaso apatito y circón.

Se observan xenolitos de esquistos cuarzosos engolfados por la pasta.

##### Conclusión:

Roca subvolcánica de composición granodiorítica con leve a moderada sericitización y argilización y albitización incipiente.

##### MUESTRA N°162:

Roca semejante a M161 en su textura y composición pero en esta no se observaron xenolitos de esquistos cuarzosos. Hay presente un fenocristal de feldespato alcalino con macla de dos individuos y profusa argilización. La argilización en las plagioclasas es más importante que en la muestra anterior y está conformada por arcillas coloreadas y pequeñas láminas de caolinita; presentan además un incremento en la sericitización. A diferencia de la muestra anterior hay una albitización incipiente en los fenocristales de plagioclasa. También en los feldespatos de la pasta la argilización es más importante que en M161. En la pasta puede verse que en algunos sectores el cuarzo alcanza a desarrollar un tamaño considerable. La biotita se encuentra completamente



reemplazada por opacos (que siguen los clivajes), mica blanca, y cuarzo. No se han observado cristales de anfíbol. Hay además grandes cristales de opacos rodeados de una mezcla de gránulos de opacos y gránulos de minerales de alta birrefringencia.

Conclusión:

Roca subvolcánica de composición granodiorítica con sericitización moderada, argilización intensa y albitización incipiente.

MUESTRA N°165:

Roca de textura amigdaloides y porfírica a glomeroporfírica. Las amígdalas se encuentran rellenas por carbonato acompañado en algunos casos de clorita verde pálido de hábito fibroso y escaso cuarzo. Son muy pocas las amígdalas rellenas exclusivamente por cuarzo. Los fenocristales (aproximadamente el 5% del total) son ehedrales, desarrollan longitudes de hasta 3 mm y se presentan en secciones hexagonales correspondientes probablemente a anfíboles. Estos se encuentran completamente reemplazados principalmente por cloritas escamosas, poco coloreadas y de baja birrefringencia, en menor proporción por carbonatos y escaso cuarzo. La pasta tiene textura hialopilitica a intersertal y está compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa de entre 0.025 y 0.1 mm de composición oligoclasa-andesina (aproximadamente 95%), subhedrales a ehedrales, levemente cloritizados y en algunos individuos con incipiente albitización en sus bordes. El cuarzo es escaso (alrededor del 1%) y se presenta intersticial. Entre los microlitos se encuentra principalmente carbonato acompañado por clorita (muy semejante a la que reemplaza a los fenocristales), mica blanca y biotita castaño clara. También hay presente escasísimo vidrio fresco. Como accesorio aparece escaso apatito y abundantes opacos en pequeños cristales la mayoría de los cuales son anhedrales y sólo algunos pocos cúbicos o aciculares.

Conclusión:

Roca volcánica de composición basandesítica con profusa propilitización e incipiente sericitización y biotitización.

MUESTRA N°167:

Roca con textura amigdaloides y microporfírica con escasísimos fenocristales (alrededor del 1%). Los más abundantes corresponden a minerales máficos y se presentan completamente reemplazados principalmente por carbonatos, minerales opacos (mayormente limonitas) y cuarzo. Los fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) se presentan en individuos de hasta 0.3 mm, con macla polisintética, hábito subhedral y con bordes corroídos. Poseen argilización moderada y sericitización moderada a profusa. La pasta tiene textura intersertal y está constituida por microlitos con disposición subparalela de plagioclasa (100%) cuyo tamaño

mínimo es de 0.025 mm (oligoclasa sódica) con macla polisintética y a veces con zonalidad. Presentan argilización y sericitización moderadas. Entre los microlitos se encuentra clorita, carbonatos y abundantes limonitas. También hay presentes en la pasta aisladas laminillas de biotita castaña (aparentemente como reempazo de máficos) en contacto con los minerales opacos.

Delgadas venillas de carbonatos con participación de opacos (en parte limonitas) zurcan la muestra. Las vesículas están rellenas por carbonato y en sus bordes se encuentra escasa muscovita y opacos.

Conclusión:

Roca volcánica de composición basandesítica con cloritización, sericitización y argilización moderadas (alteración biotítica?) y carbonatización moderada a intensa.

MUESTRA N°168:

Roca de textura porfírica compuesta por fenocristales (aproximadamente 15 %) los cuales se encuentran completamente reemplazados por agregados de biotita, carbonatos y gránulos de opacos pudiéndose distinguir algunas secciones basales de anfíbol. También hay presente un fenocristal de cuarzo con senos de corrosión. La pasta posee textura hialopilitica a intersertal y en ella pueden distinguirse tablillas de plagioclasa (aproximadamente 5%) de composición oligoclasa (?) muchas veces con macla polisintética, las cuales se encuentran corroídas por la pasta y sericitizadas; cristales de anfíboles (aproximadamente 15%) reemplazados por biotita, carbonatos y opacos (se observa una gradación de tamaños hasta los fenocristales) y también cuarzo (aproximadamente 10%) en cristales aislados o conformando agregados en mosaico. Es muy abundante el vidrio (aproximadamente 70%), que es castaño claro a incoloro y posee índice mayor que el bálsamo. Este se encuentra parcialmente desnaturalizado y reemplazado por biotita y gránulos de opacos (en parte limonitas). Son escasas las motas de carbonatos.

Clasificación:

Roca volcánica de composición basandesítica con profusa alteración biotítica y moderada sericitización y carbonatización.

MUESTRA N°169:

Roca de textura porfírica compuesta por minerales máficos (35%) entre los que se distinguen cristales de hornblenda zonales con pleocroísmo castaño a amarillo, biotitización moderada a profusa constituyendo finos agregados cuya distribución está controlada por el clivaje y las fracturas e incipiente alteración a carbonatos. Sus tamaños gradan desde fenocristales que alcanzan 1.5 mm de longitud hasta un tamaño similar al de los microlitos de plagioclasa de la pasta. Se

encuentra además otro mineral máfico completamente reemplazado por carbonato (piroxeno?) y cuarzo el que además muestra importante corrosión por la pasta. La pasta presenta textura intergranular a intersertal y está compuesta principalmente por microlitos subhedrales de plagioclasa cuya longitud supera los 0.1 mm, profusamente reemplazados por sericita y con albitización en sus bordes (aproximadamente 65%). Entre los microlitos hay anfíboles parcialmente reemplazados por biotita. Intersticialmente se encuentra cuarzo (menos del 1%), feldespato alcalino anhedral moderadamente argilizado (menos del 1%) y finos agregados de biotita con pleocroísmo variable. Se observan pequeños cristales de opacos subhedrales diseminados en la pasta (algunos con tendencia cúbica) y parches de carbonatos.

Conclusión:

Roca volcánica de composición basandesítica con importante sericitización acompañada de cloritización y carbonatización moderada y albitización incipiente.

MUESTRA N°173:

Roca de vena con textura brechosa compuesta por agregados de cuarzo de grano fino a muy fino, más desarrollado en ciertos sectores en los que los individuos presentan contactos rectos. Aislados en el agregado de cuarzo se observan cristales anhedrales a subhedrales de zoisita de hasta 0.5 mm de longitud en su dimensión mayor. También hay presente carbonato el que constituye grandes cristales hipidiomórficos o bien como finos agregados impregnando la sílice siempre de color castaño claro. Impregnando la sílice se encuentran además limonitas, muchas veces asociadas a los agregados finos de carbonatos. Los cristales de carbonato presentan zonalidad marcada por la distribución rítmica de óxidos de hierro (siderita?). La muestra está atravesada por delgadas venas de carbonatos incoloros y por un enjambre de venillas de óxidos de hierro. Escasa cantidad de arcillas incoloras conforman agregados de distribución intersticial.

Conclusión:

Roca de vena generada por una primera etapa de cristalización de cuarzo y zoisita, seguida por una segunda etapa de depositación del carbonato castaño, una tercera etapa de carbonato incoloro y finalmente una cuarta etapa de óxidos de hierro.

MUESTRA N°174:

Roca de textura porfírica compuesta por aproximadamente 20% de fenocristales que en su mayoría corresponden a tablillas de feldespato las cuales alcanzan hasta 3 mm de longitud mayor y se encuentran moderada a profusamente reemplazadas por arcillas (montmorillonita y caolinita) y en menor proporción carbonatos; presentan sericitización

incipiente. En cantidades subordinadas se encuentra cuarzo en fenocristales con profundos senos de corrosión que alcanzan los 0.75 mm de longitud (aproximadamente 2 a 3%). También se observan fenocristales (en algunos individuos se encuentran secciones de anfíboles) completamente reemplazados por carbonato y en menor proporción muscovita y opacos y otros completamente reemplazados por muscovita y opacos (aproximadamente 2%). La pasta posee textura microgranosa, está compuesta en su totalidad por individuos anhedrales y se encuentra intensamente silicificada, resultado de lo cual la sílice engloba la alteración arcillosa de los feldespatos originales. También se observan numerosas venillas de cuarzo atravesando toda la muestra y mota de carbonatos. El apatito es abundante y se presenta en cristales bien desarrollados. La muestra está atravesada por venillas de carbonato de hasta 0.75 mm de espesor.

Conclusión:

Roca volcánica de composición ácida con profusa silicificación y moderada a profusa argilización y carbonatización.

MUESTRA N°175:

Roca de textura porfírica a glomeroporfírica compuesta por fenocristales de hasta 1.5 mm de longitud de plagioclasa (aproximadamente 15%) subhedrales a ehedrales, con zonalidad, macla polisintética o ambas combinadas. Están profusamente reemplazadas por arcillas y en menor proporción sericita a las que acompañan abundantes motas de carbonatos. Algunos individuos están parcialmente reemplazados por finos agregados de sílice. Se observan también fenocristales de cuarzo bipiramidales los que desarrollan hasta 0.7 mm de longitud y presentan profundos senos de corrosión (aproximadamente 2%). Los máficos son escasos (aproximadamente 5%) y entre ellos se distinguen fenocristales totalmente reemplazados por opacos y carbonatos reconociéndose algunas secciones pertenecientes a anfíboles. En proporción semejante a los anfíboles se encuentran láminas de biotita totalmente reemplazadas por opacos (que siguen los clivajes), mica blanca y escaso cuarzo las que además poseen inclusiones de apatito. La pasta es de textura microgranosa fina a media y está compuesta por cuarzo (aproximadamente 30%) que se presenta en cristales ehedrales y de feldespato en cristales subhedrales con índice mayor que el bálsamo (algunos con macla polisintética) y moderadamente argilizados (alrededor del 45%).

Conclusión:

Roca volcánica de composición dacítica con profusa argilización, moderada sericitización y carbonatización moderada a profusa.

MUESTRA N°176:

Roca de textura porfírica y pasta microgranosa. Los

fenocristales corresponden en su mayoría a plagioclasa (aproximadamente 23%), la que aparece en cristales subhedrales a euhedrales de hasta 0.5 cm de longitud con zonalidad marcada, a veces acompañada de macla polisintética. Estas se encuentran parcialmente albitizadas y también con moderada a profusa sericitización y argilización y en menor medida carbonatización. Los fenocristales de máficos (alrededor del 2%) corresponden principalmente a anfíboles se presentan en cristales subhedrales a euhedrales de hasta 1.5 mm de longitud algunos de los cuales poseen textura poikilitica. Se encuentran profusamente reemplazados por termolita-actinolita y en menor proporción carbonatos, óxidos de hierro, escaso cuarzo y cloritas -estas constituyendo un fino agregado- y raramente epidoto. También se observan laminillas de biotita con longitudes inferiores a 0.5 mm, parcialmente reemplazada por opacos (óxidos de hierro) y mica blanca orientados según los clivajes. Posee además inclusiones de apatito. Los fenocristales de cuarzo son escasos (alrededor del 1%), tienen hasta 0.7 mm de longitud y poseen inclusiones fluidas. La pasta presenta textura microgranosa media y está compuesta principalmente por cristales subhedrales de feldespato (aproximadamente 50%) con índice mayor que el bálsamo con moderada argilización (algunos con macla polisintética) y escasa sericitización y cuarzo en cristales subhedrales (aproximadamente 25%). Como accesorios se observan cristales de apatito bien desarrollados y minerales opacos. Estos últimos son subhedrales y tienen tamaños variables alcanzando hasta 0.3 mm.

Hay presentes delgadas venillas de jarosita, asociada o alterando en parte a limonitas. También se encuentra relleno de espacios vacíos (amarilla, pleocroica y con hábito fibroso).

#### Conclusión:

Roca volcánica de composición dacítica con profusa propilitización.

#### MUESTRA N°177:

Roca de textura porfírica a glomeroporfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa (aproximadamente 18%) subhedrales a euhedrales, de hasta 1.5 mm de longitud, con moderada albitización e incipiente carbonatización, sericitización y argilización. Los cristales se encuentran cribados y con macla polisintética o zonación. Siguen en abundancia los máficos (aproximadamente 5%) los cuales alcanzan 1.5 mm de longitud y se encuentran completamente reemplazados por carbonato y en menor proporción mica blanca y gránulos de opacos a los que acompañan cristales de apatito pudiéndose distinguir entre éstos secciones de anfíboles. Siguen en proporción los fenocristales de cuarzo (aproximadamente 2%) los que alcanzan hasta 1 mm, están intensamente corroídos por la pasta y presentan trenes de inclusiones secundarias. La pasta posee textura microgranosa media y está compuesta por cristales subhedrales de feldespato

con moderada a profusa argilización e índice mayor que el bálsamo (aproximadamente 50%) y cuarzo (alrededor del 25%). Presenta incipiente silicificación y motas de carbonato. Se encuentran además diseminados cristales euhedrales de apatito y abundantes opacos (por lo general anhedrales) diseminados o formando cúmulos.

Conclusión:

Roca de composición entre dacítica con moderada a profusa argilización y moderada abilitación y carbonatización.

MUESTRA N°193:

Roca de textura porfírica compuesta por escasísimos fenocristales de biotita (menos del 1%) completamente reemplazados por mica blanca, opacos y en menor proporción carbonatos. Se observa un único fenocrystal de cuarzo el que se encuentra muy corroído por la pasta. Esta última posee textura microgranosa y está compuesta principalmente por cristales subhedrales a anhedrales de feldespato con índice mayor que el bálsamo gran parte de cuyos individuos poseen macla de dos individuos y tablillas con macla polisintética o zonación. Estos presentan sericitización y argilización incipientes a moderadas observándose sólo en las tablillas procesos de albitización. El cuarzo es muy escaso (menos del 1%) y se presenta intersticial y también es escasa la biotita (?) la que aparece completamente reemplazada por mica blanca, opacos y carbonato (menos del 1%).

También se encuentran laminillas de mica blanca de hasta 0,03 mm las cuales no reemplazan al mineral máfico y en algunos casos conforman agregados radiales. Hay abundantes motas de carbonatos y opacos (en parte limonitas) que aparecen en gránulos diseminados o formando cúmulos.

Clasificación:

Roca volcánica de composición basandesítica con sericitización argilización incipiente a moderada y carbonatización profusa.

MUESTRA N°197:

Roca de textura porfírica a glomeroporfírica compuesta por fenocristales de minerales máficos (olivinas?) subhedrales completamente reemplazados por limonitas con textura bandeada y escasa sílice constituyendo finos agregados (aproximadamente 10%). Los cristales de plagioclasa son de composición oligoclasa media (aproximadamente 20%) y presentan una gradación completa desde los tamaños mayores (de hasta 0.7 mm de longitud) hasta los microlitos de la pasta. Son subhedrales, presentan macla polisintética (a veces combinada con la de dos individuos) o zonación y poseen argilización moderada y sericitización incipiente. La pasta posee textura hialopilitica y está compuesta por microlitos esqueléticos de plagioclasa, algunos con macla polisintética y sin alteración o con argilización muy incipiente. Estos microlitos están inmersos en una pasta compuesta por vidrio incoloro el cual

presenta una desnaturalización incipiente (aproximadamente 70%). Inmersos en el vidrio se encuentran abundantes y pequeños gránulos de minerales opacos (algunos de los cuales presentan hábito cúbico).

Toda la muestra está atravesada por abundantes venillas que le otorgan textura brechosa las que poseen hasta 3 mm de espesor compuesta principalmente por limonitas acompañadas de carbonatos (ubicados generalmente en las partes centrales de las mismas) incoloros a ligeramente castaños y escaso cuarzo. Estas venas atraviesan delgadísimas venas de cuarzo con textura en diente de perro y a su vez son atravesadas y en parte invadidas por delgadísimas venas de carbonato. Diseminadas por toda la muestra se encuentran abundantes motas de limonitas.

Conclusión:

Roca volcánica de composición basáltica con incipiente a moderada argilización y con brechamiento de origen hidrotermal.

MUESTRA N°203:

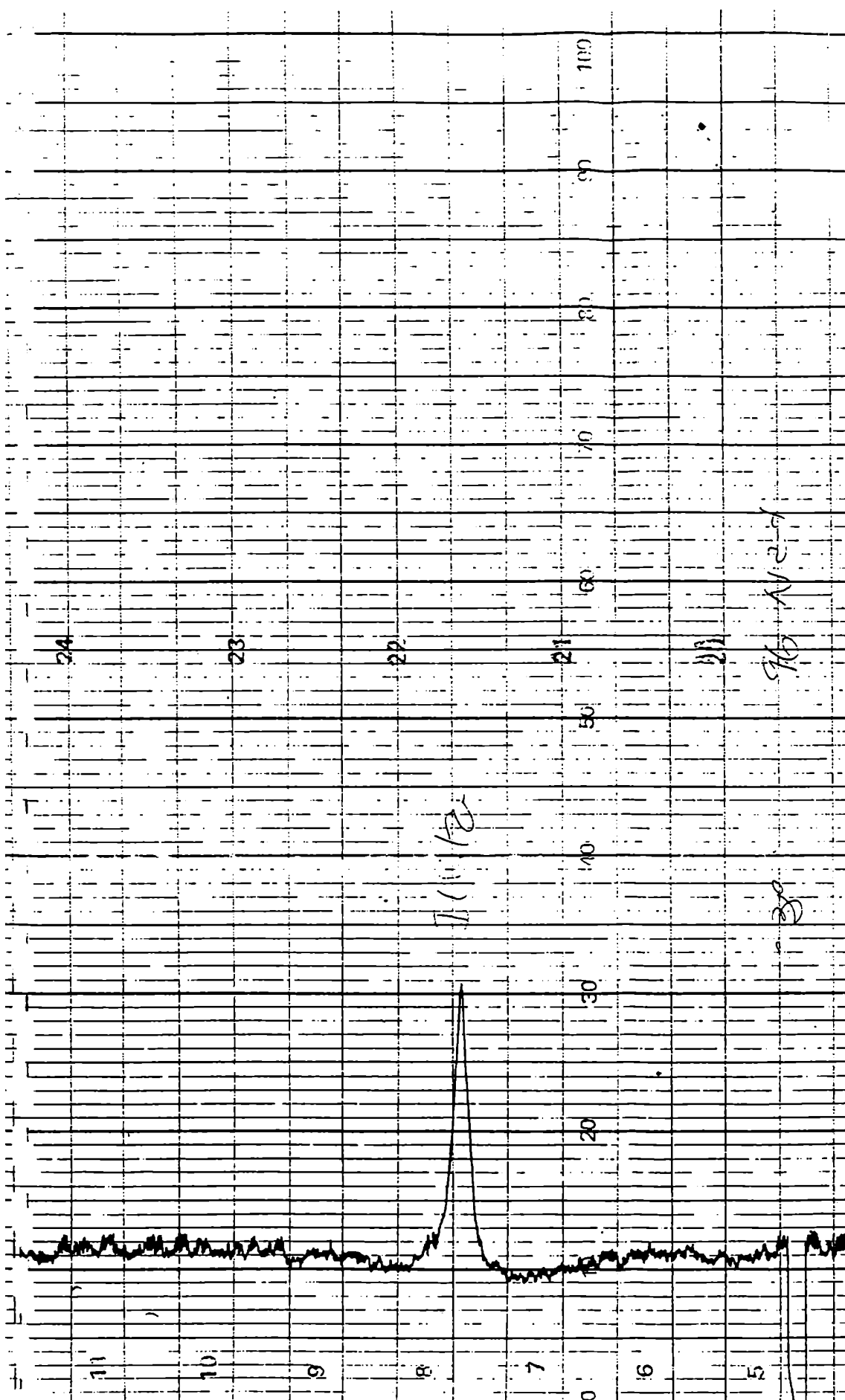
Roca de textura microporfírica con escasísimos fenocristales de plagioclasa (<1%). Son subhedrales, de composición oligoclasa cálcica-andesina sódica (índice mayor que el bálsamo y menor que el cuarzo), con macla polisintética e incipiente carbonatización y argilización. La pasta está compuesta por microlitos subhedrales de plagioclasa (oligoclasa) los que comunmente presentan macla polisintética (entre 90 y 95%). Exhiben incipiente carbonatización y argilización y moderada albitización. Intersticialmente se encuentran cristales de cuarzo (entre 5 y 10%). También se encuentran masas de grano muy fino o agregados fibrosos de sílice que aparentemente reemplaza a algún fenocristal. Se observan escasos cristales de epidoto incoloro y con extinción recta. Los opacos son muy abundantes y aparecen diseminados. Muchos de estos presentan hábito cúbico o tabular alargado. Son comunes las venas de carbonato incoloro las que alcanzan hasta 2 mm de espesor y en las cuales el tamaño de los cristales aumenta hacia el centro. Conformando los bordes de estas venas o como finas venillas dentro de ellas se encuentran limonitas rojas. La proporción de limonitas respecto de carbonato aumenta a medida que disminuye el espesor de aquellas. Son abundantes las motas de carbonato generalmente se encuentra asociado con limonitas las que muchas veces le producen tinción. Son a su vez abundantes los gránulos de limonitas y menos comunes los agregados de textura bandeada (coloidales) de limonitas con participación de carbonatos.

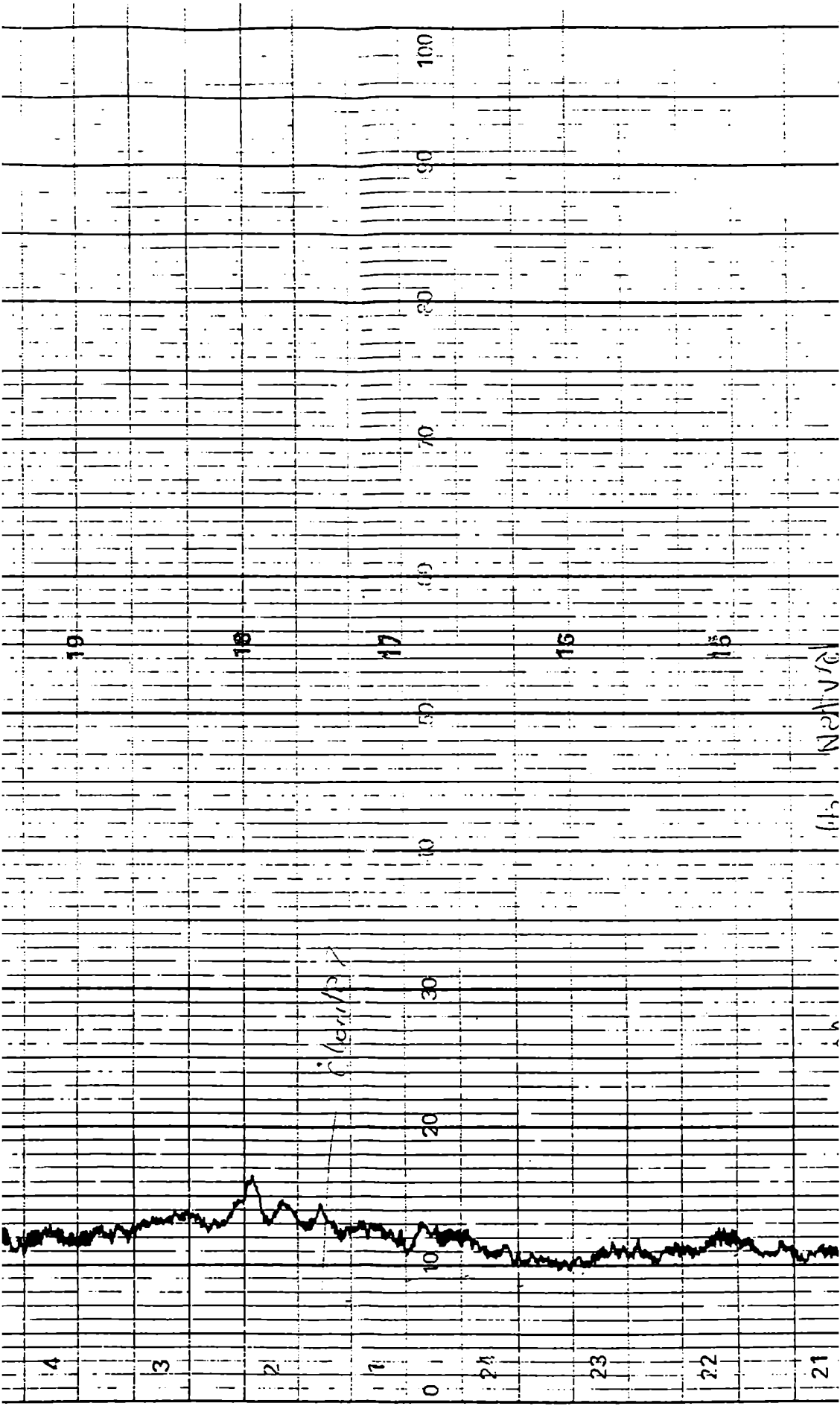
Conclusión:

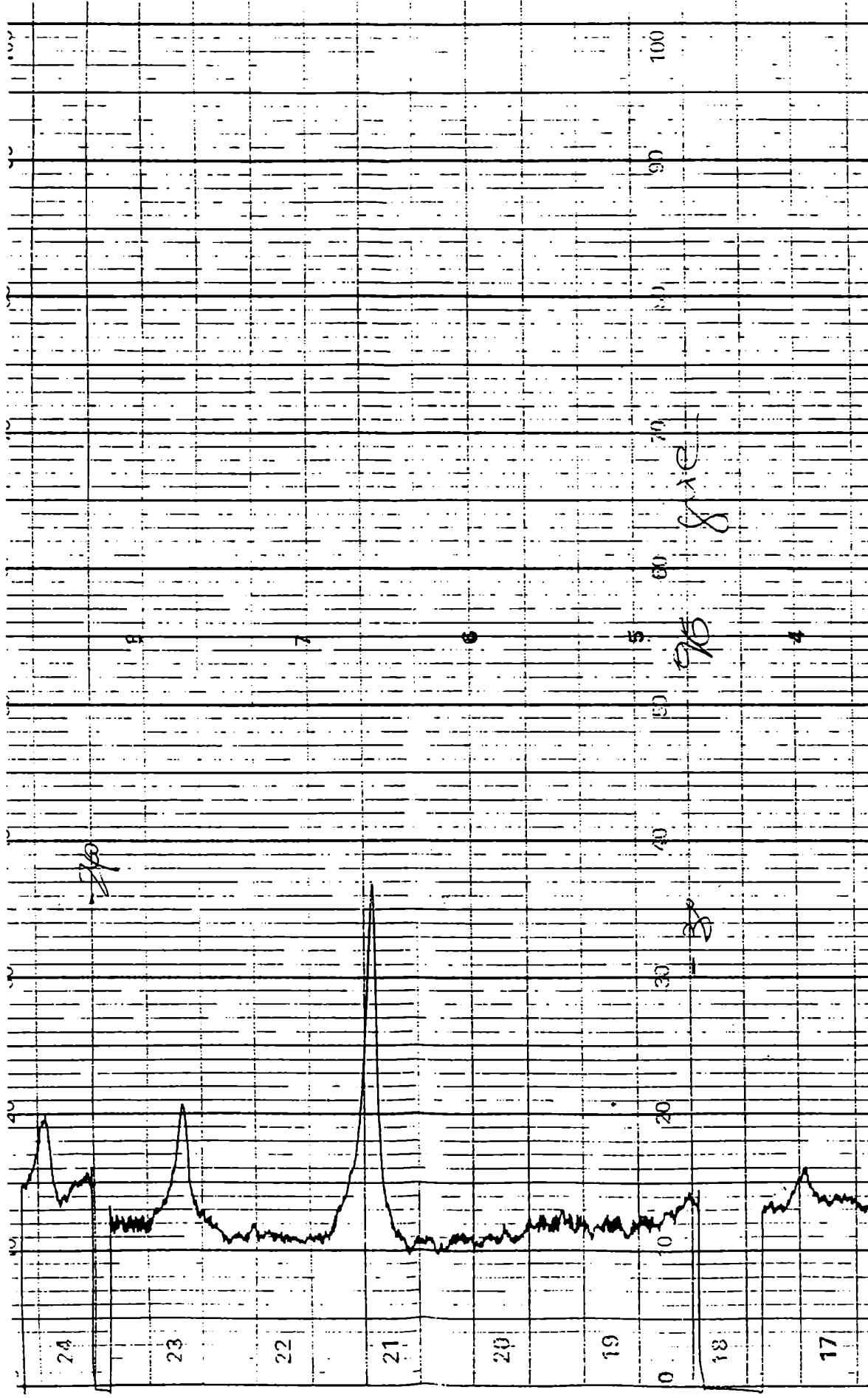
Roca volcánica de composición basandesítica con alteración arcillosa incipiente, moderada albitización y profunda carbonatización.

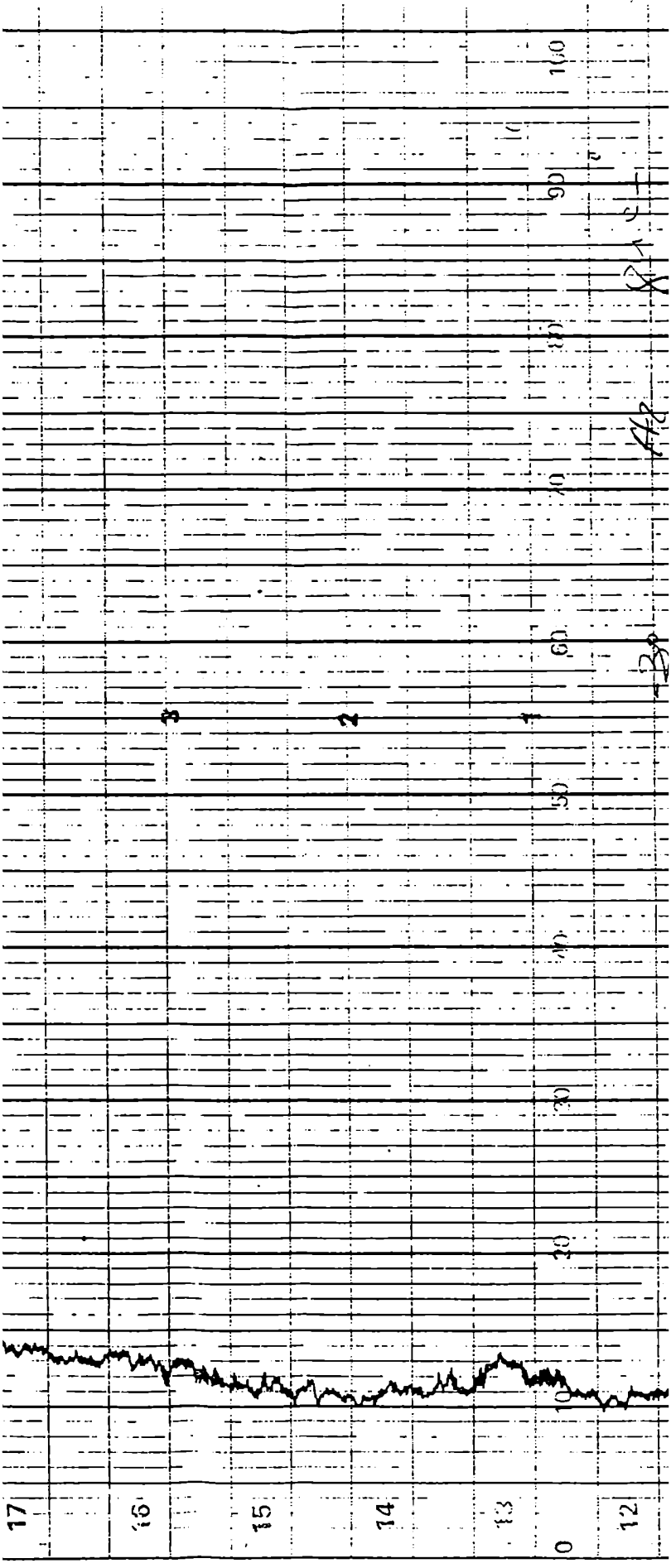
#### 4. DIFRACTOGRAMAS

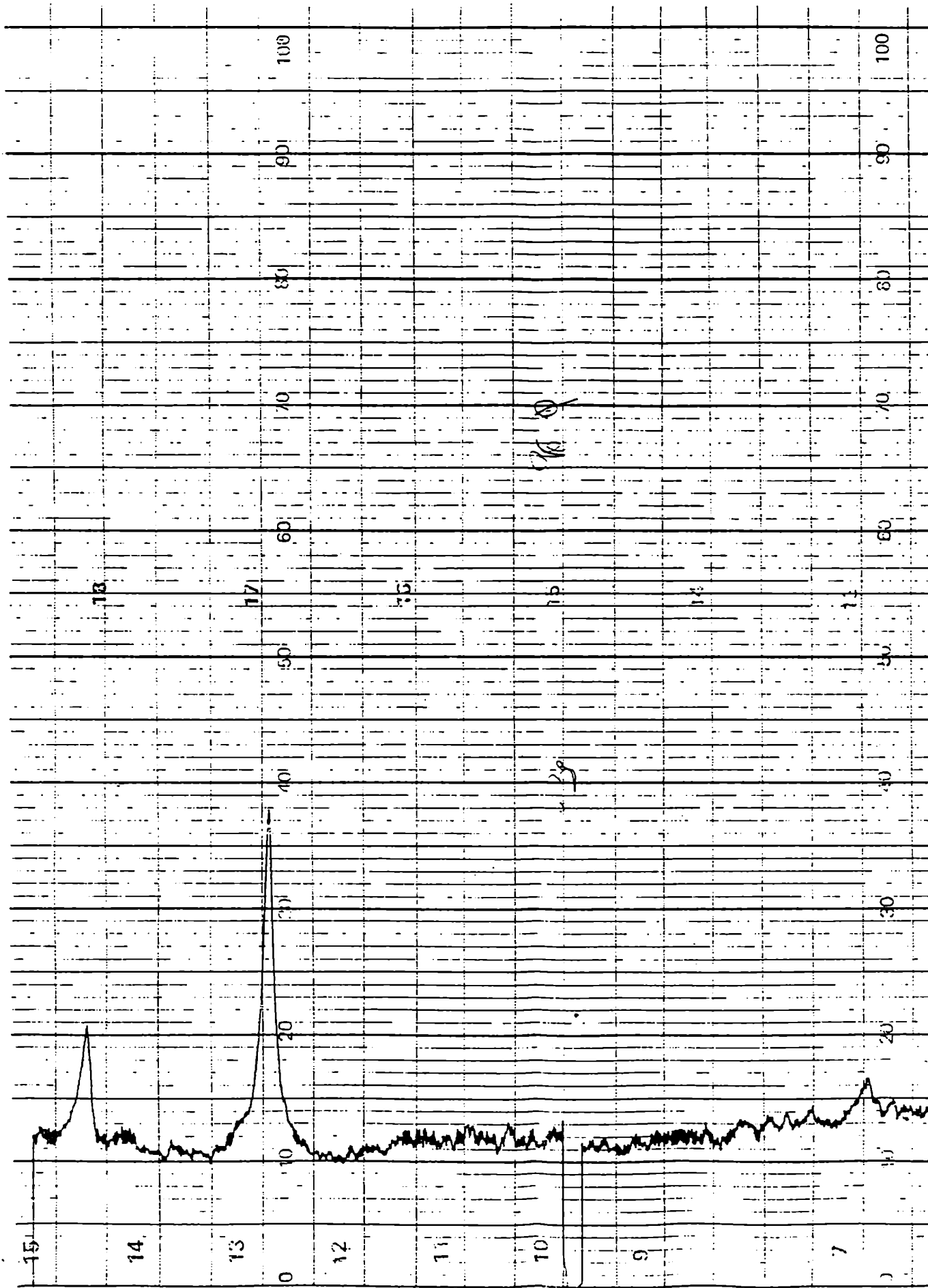


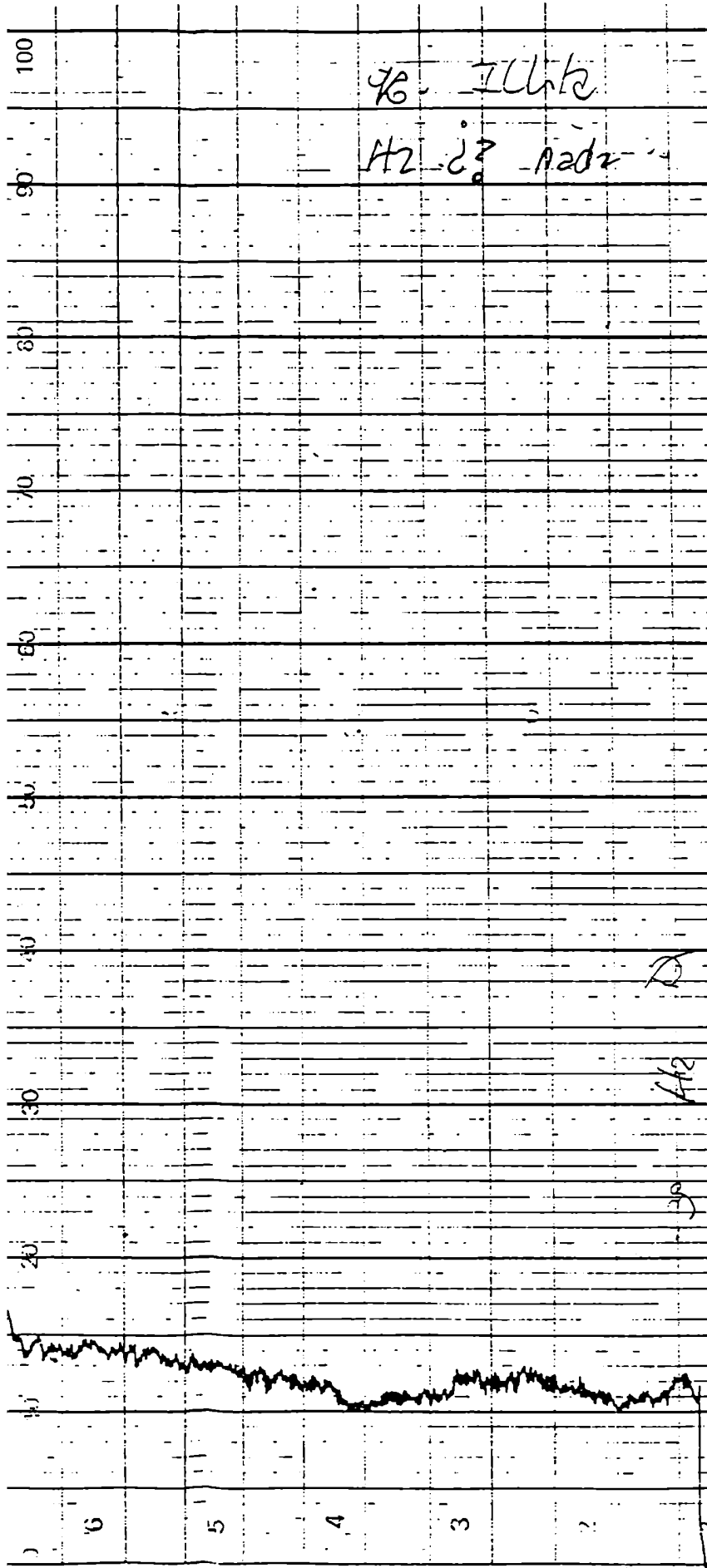


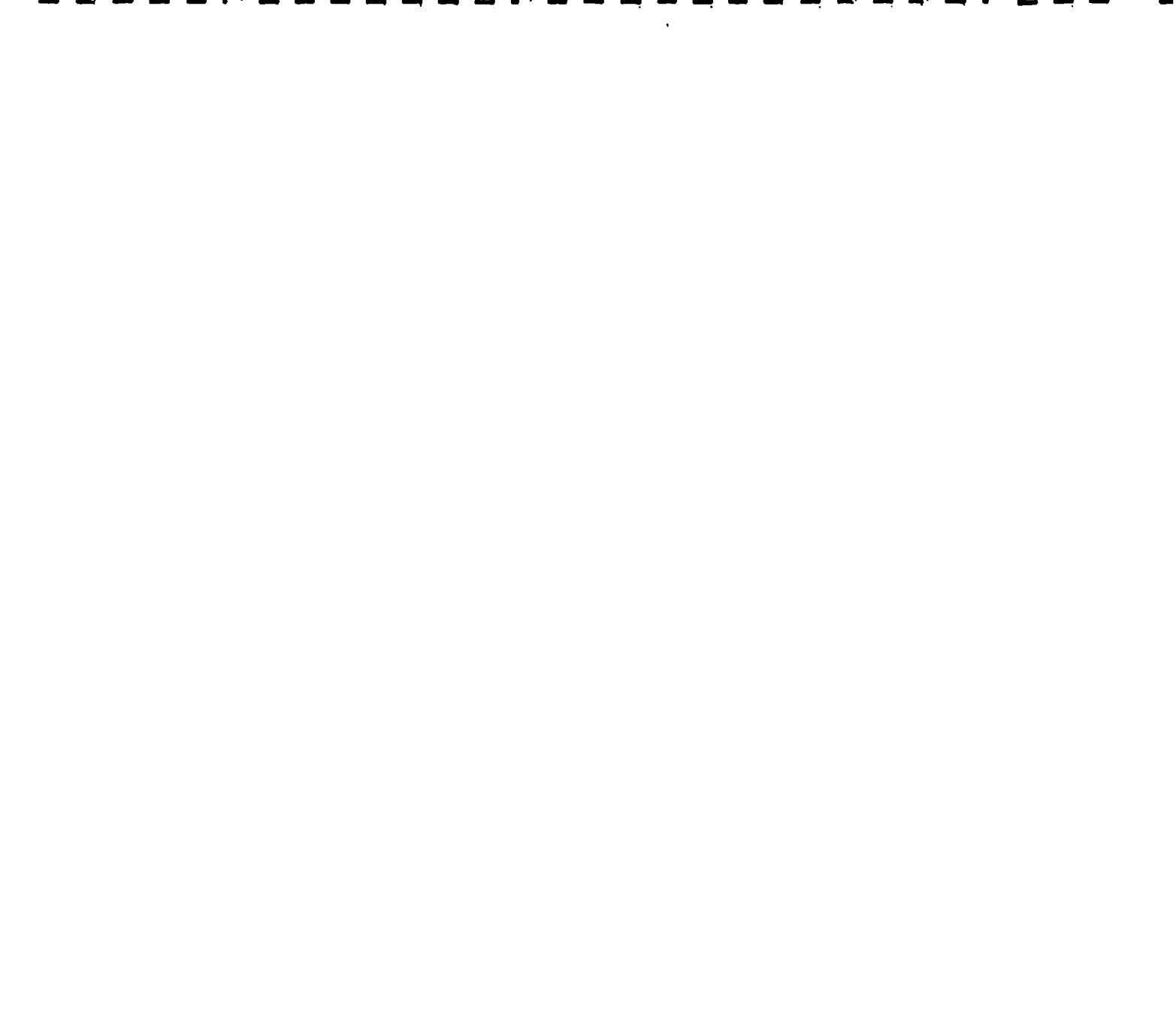
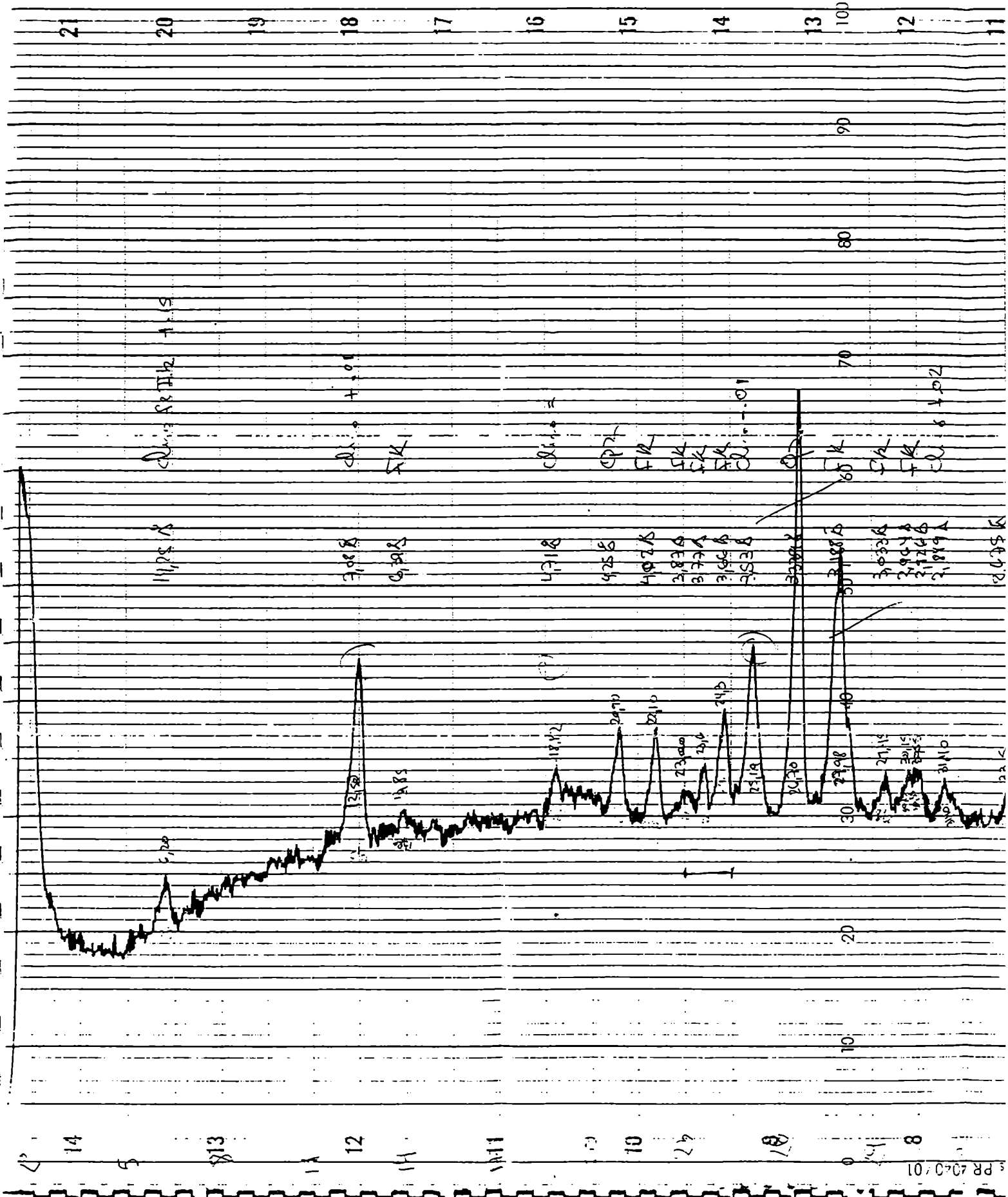






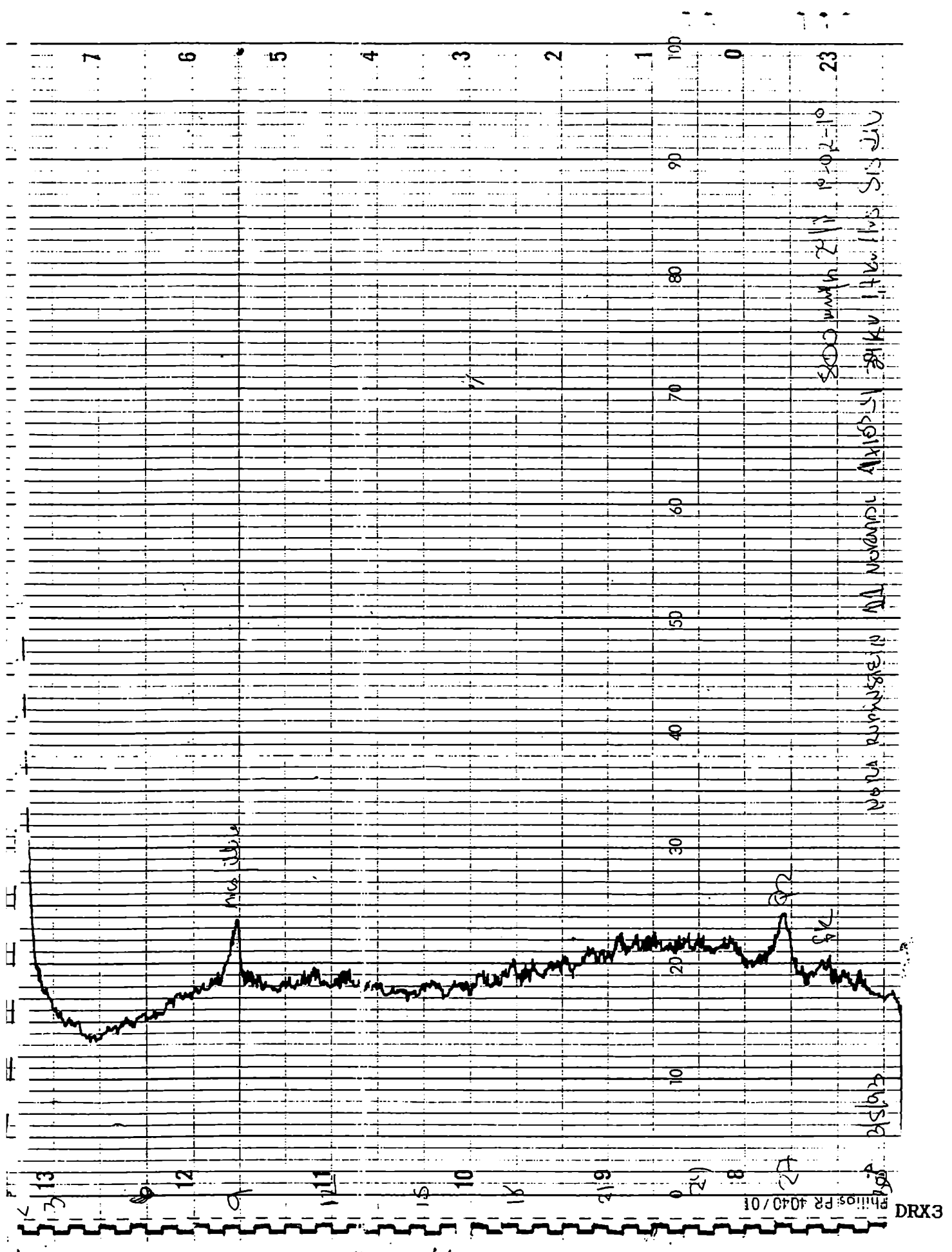


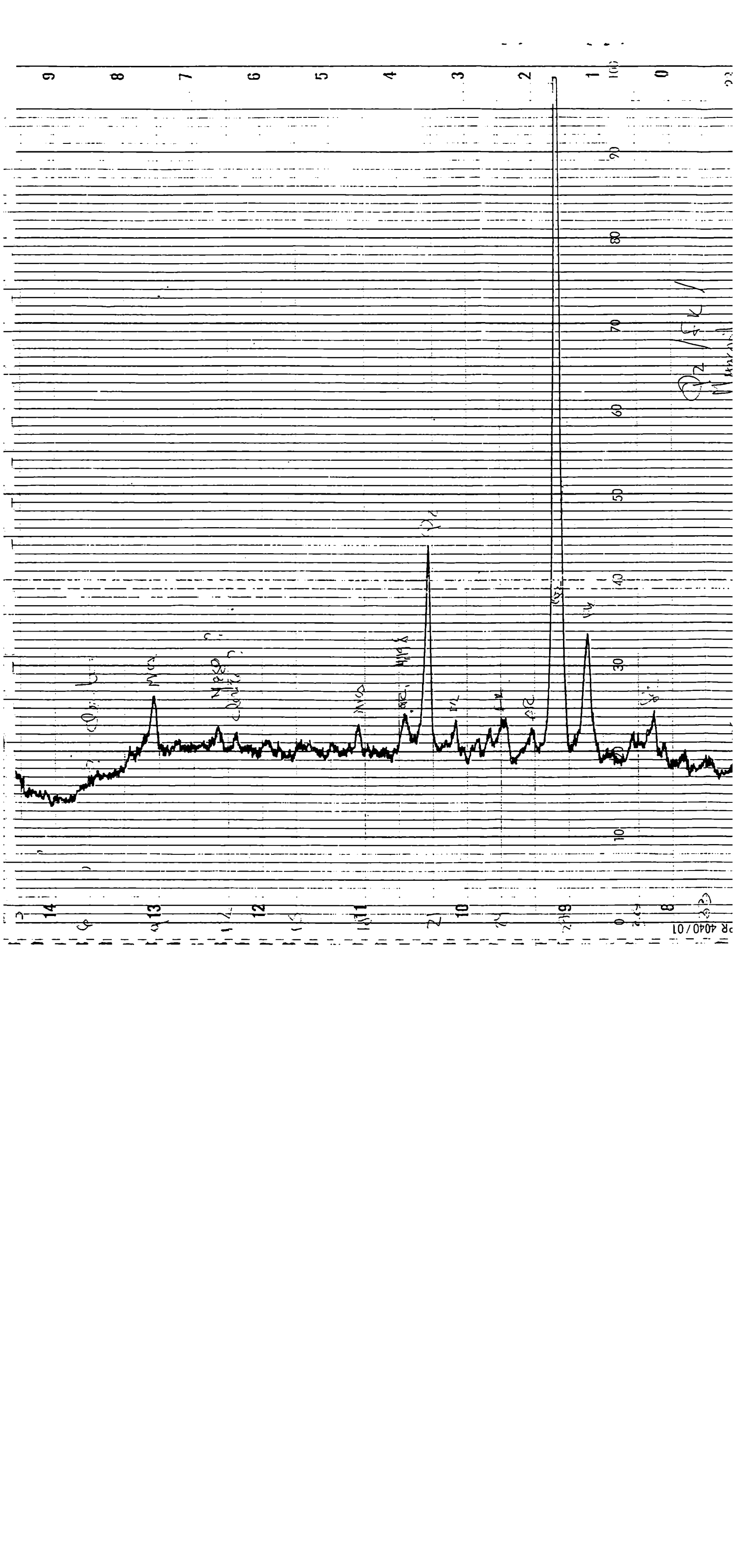




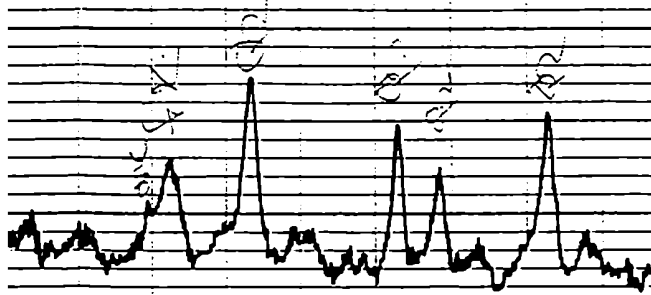








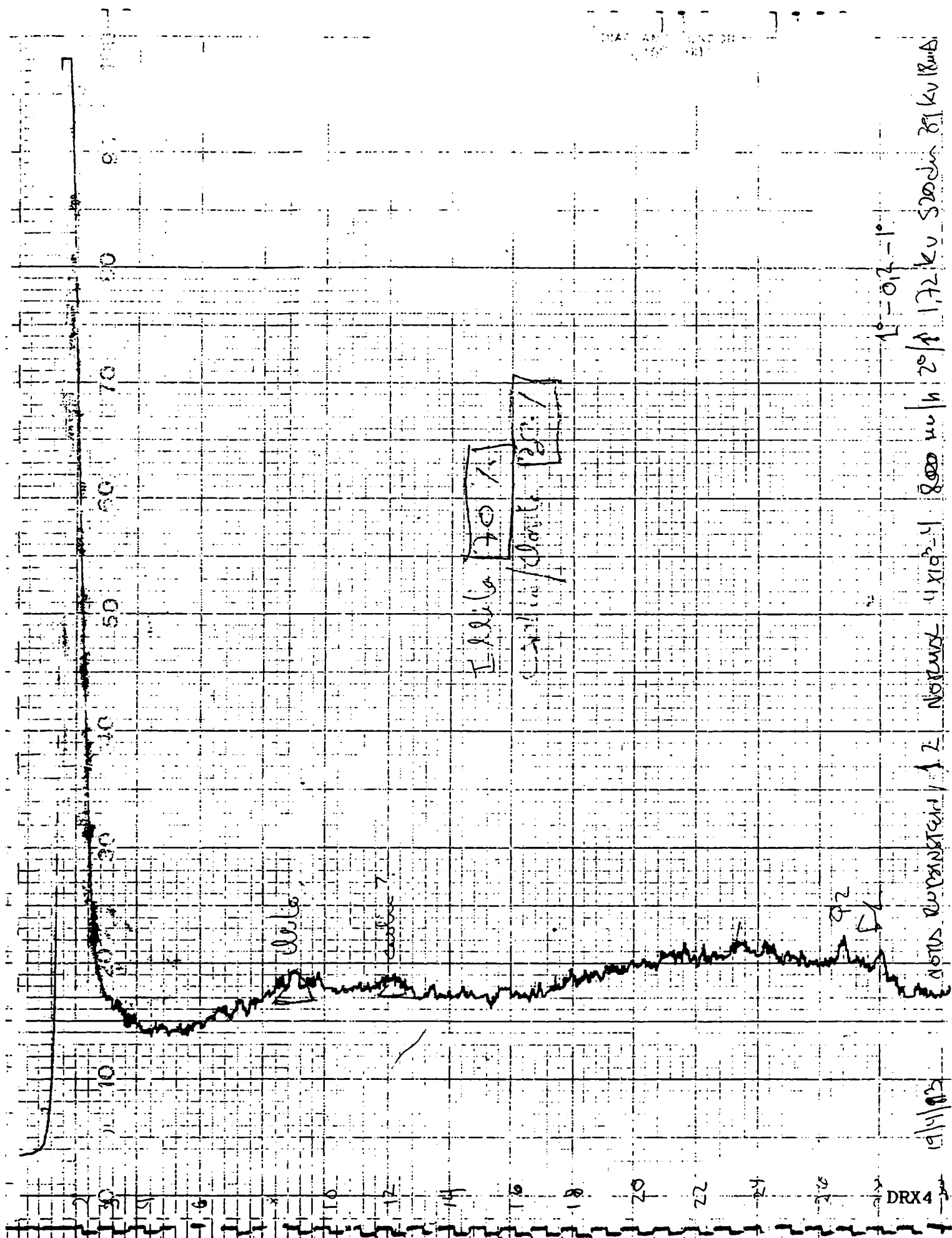
Philips PR 4040/01



$\mathbb{P}^2 / \mathbb{F}_K$   
 Universität  
 Mathematik (Algebra)

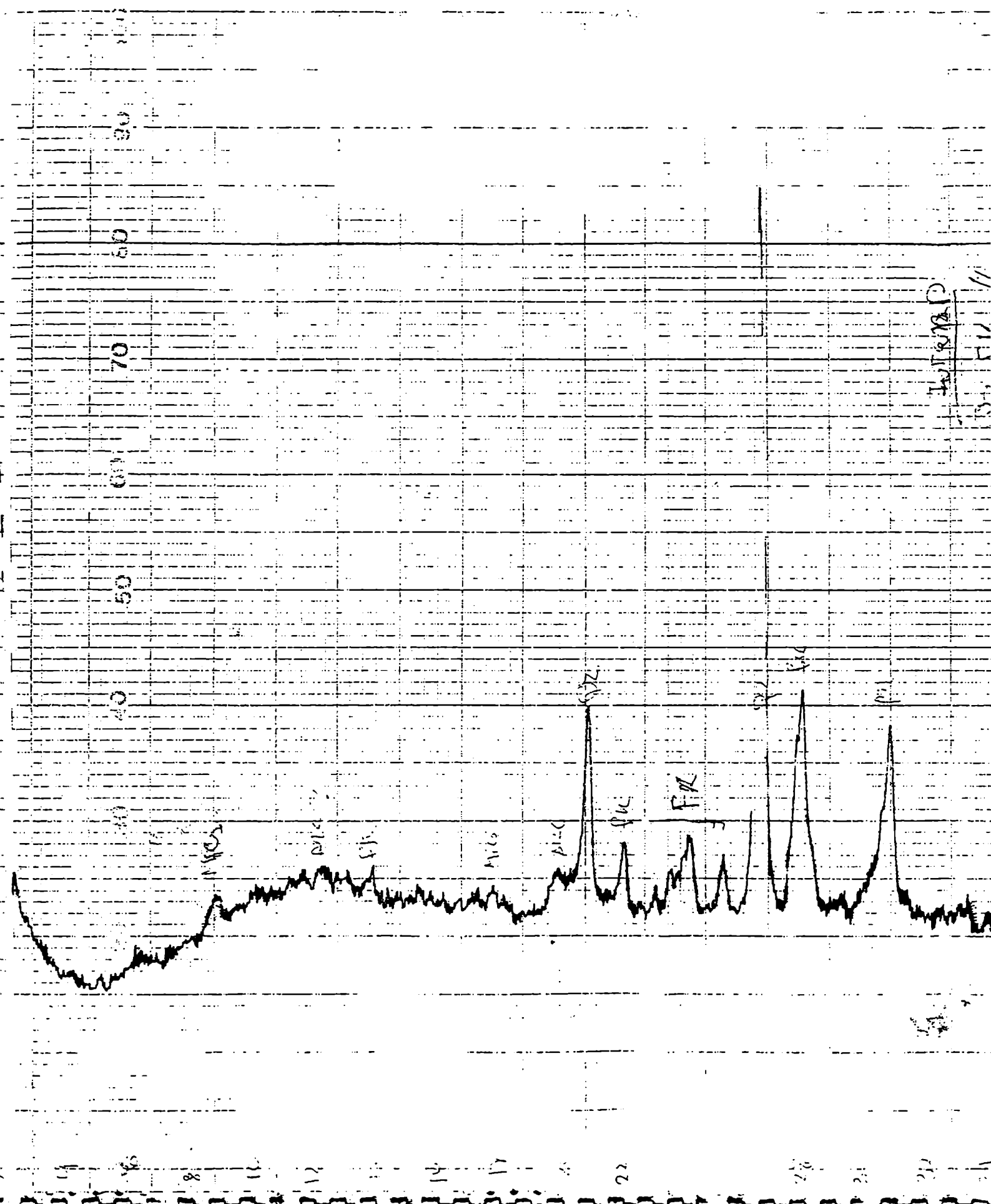
800m/h  
5.11

23 22 21 20

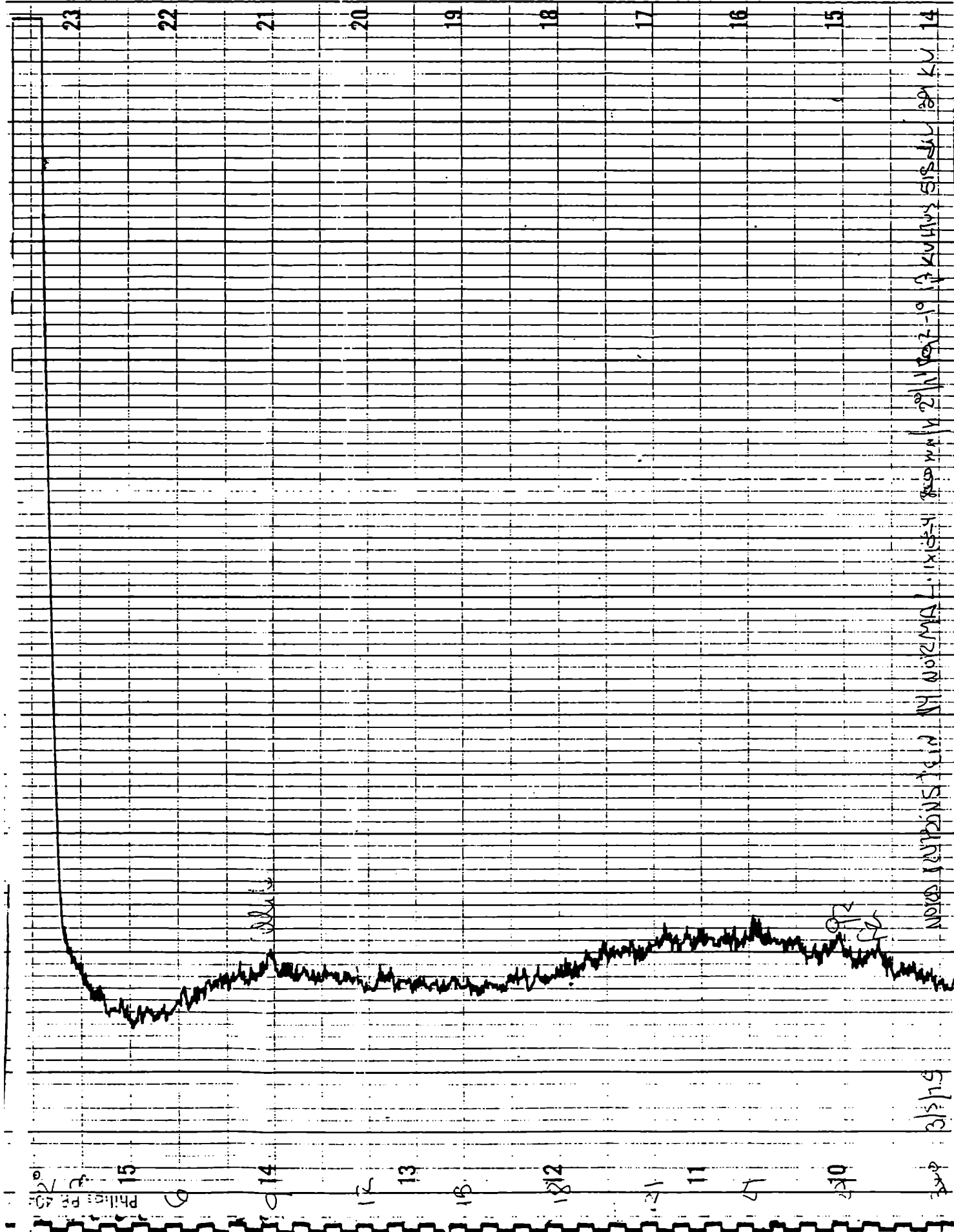


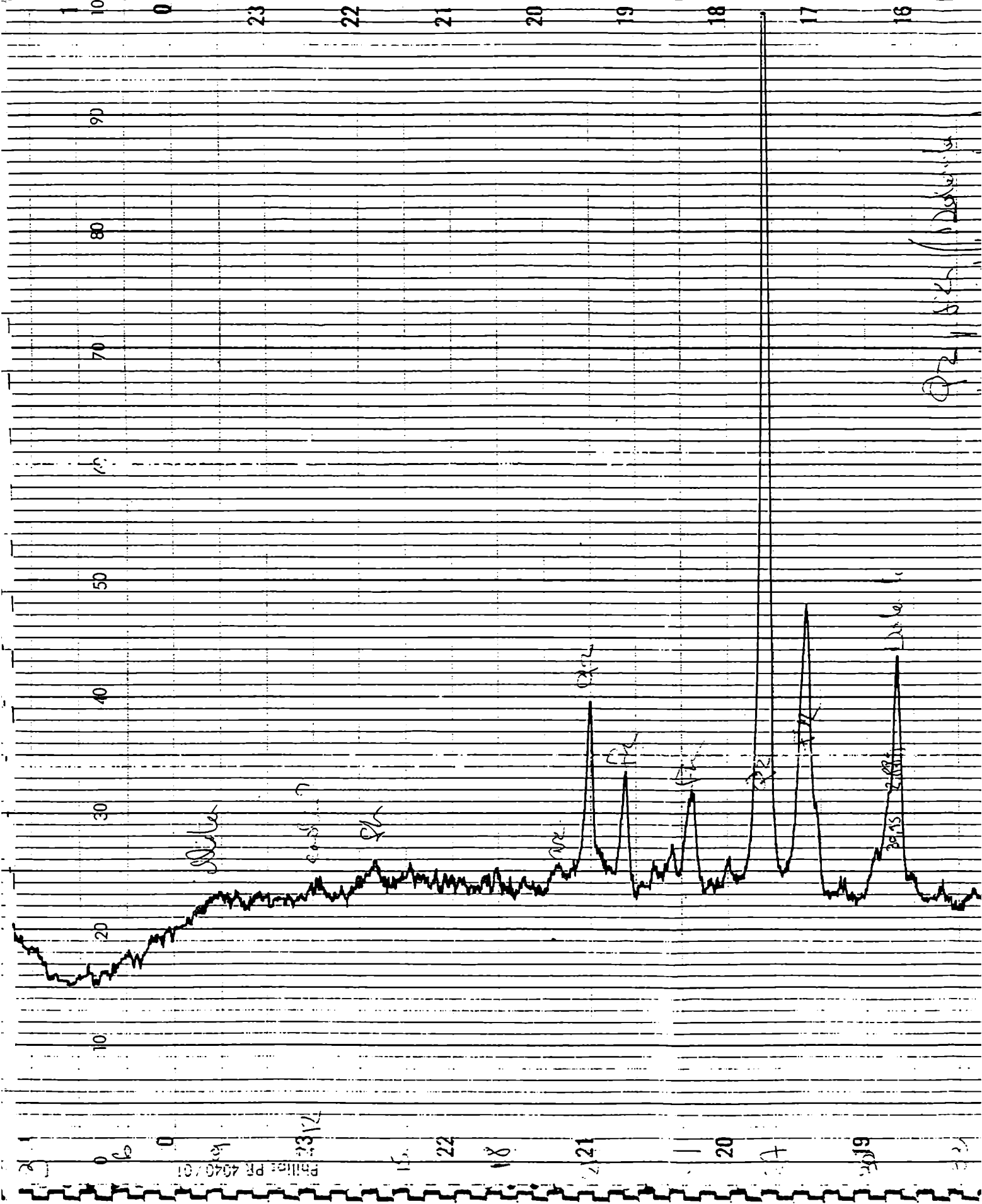
0.8414

10.11



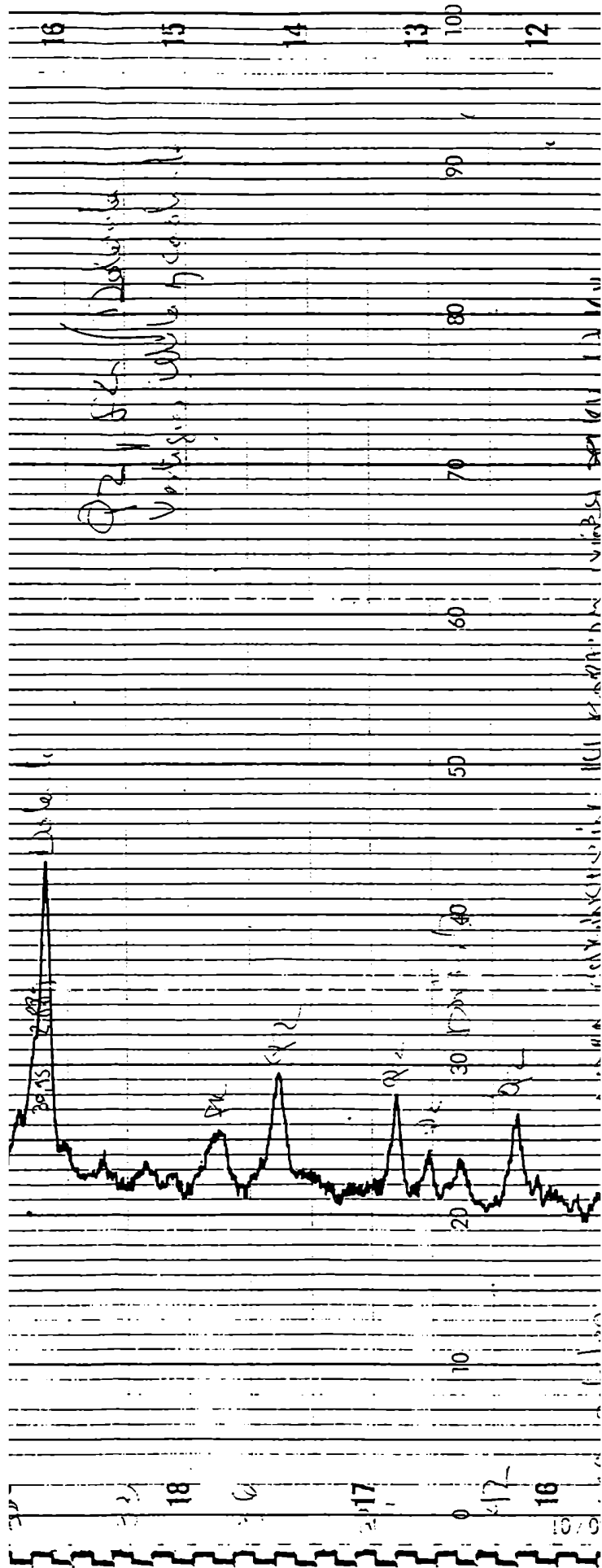


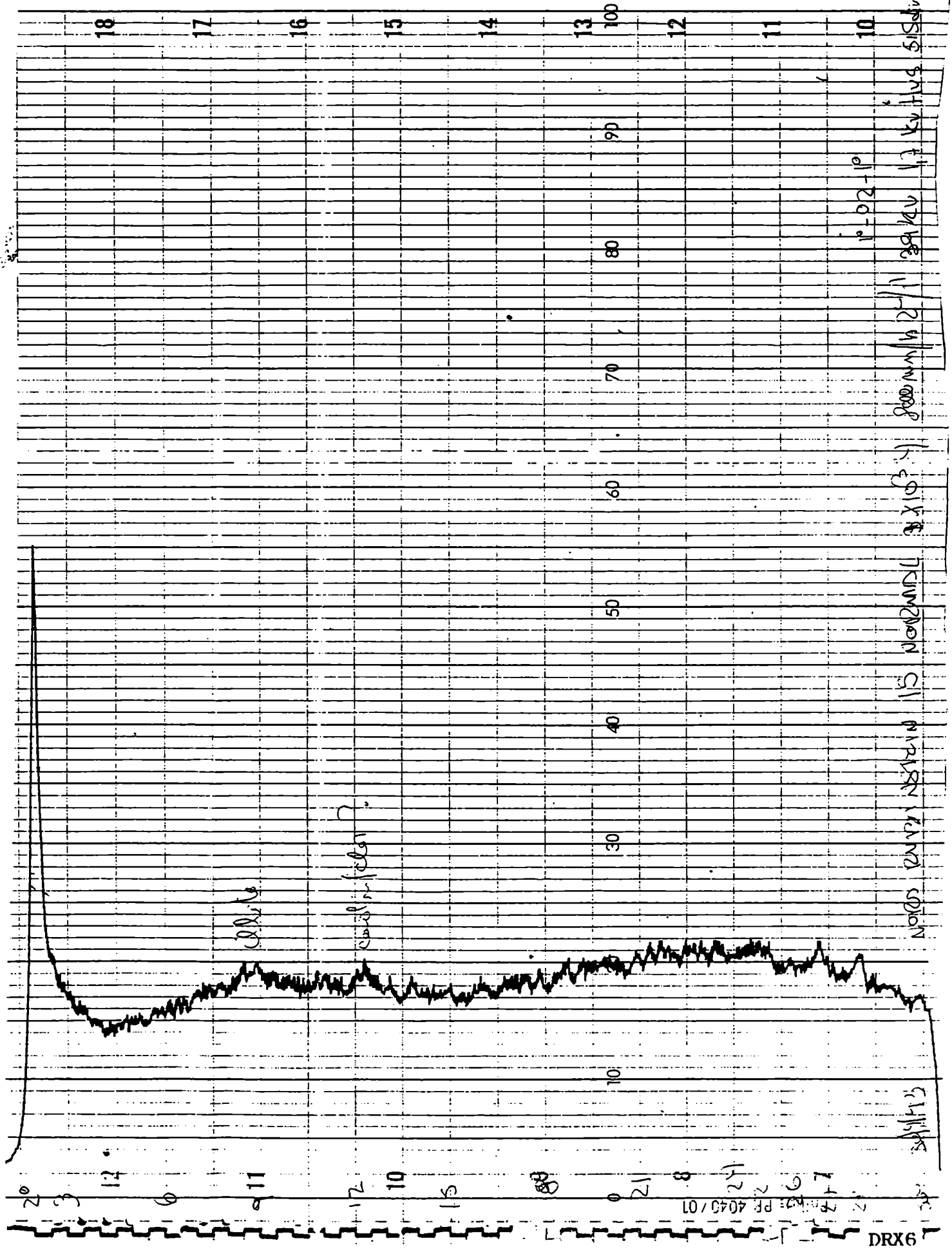


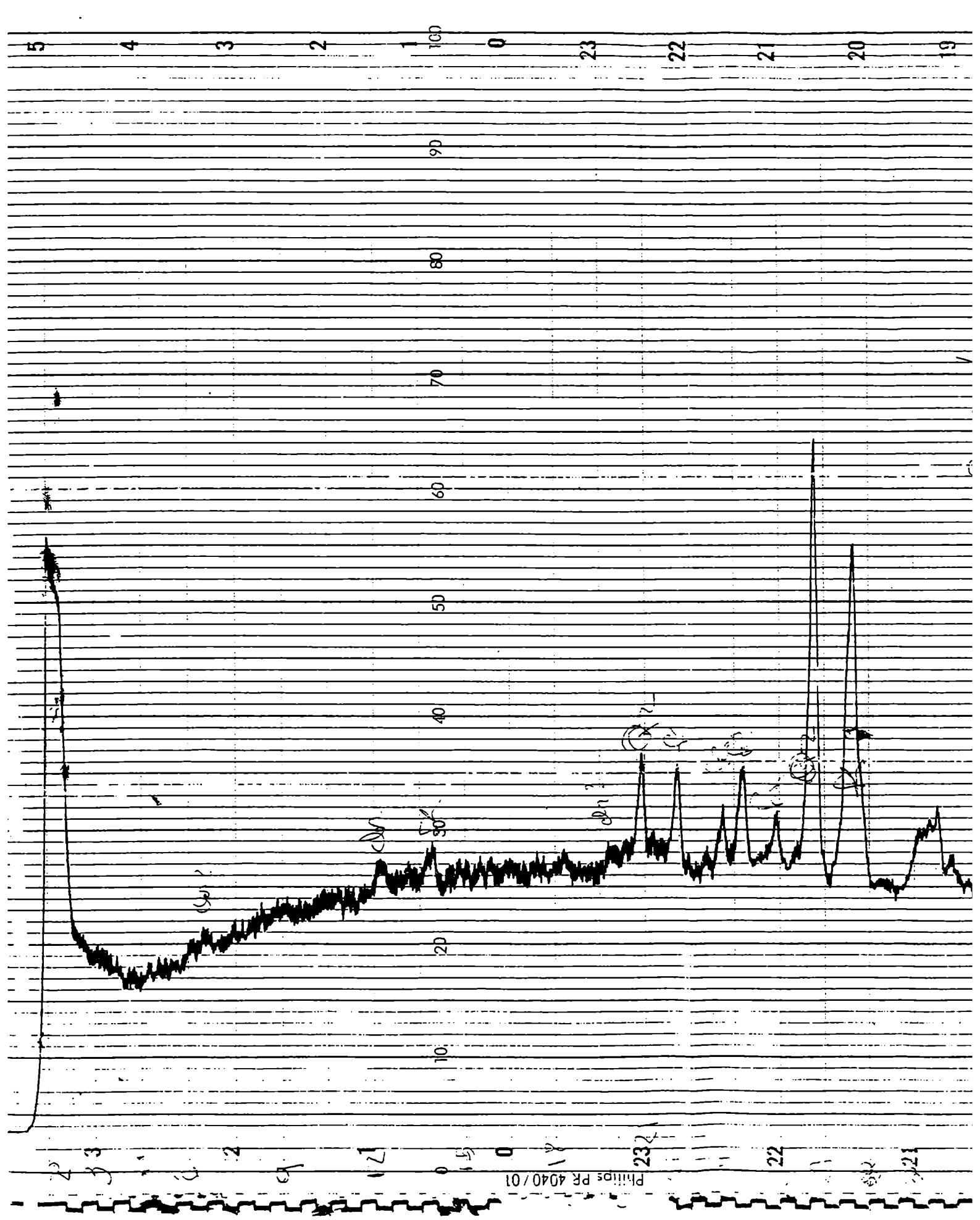


PR 4040/01

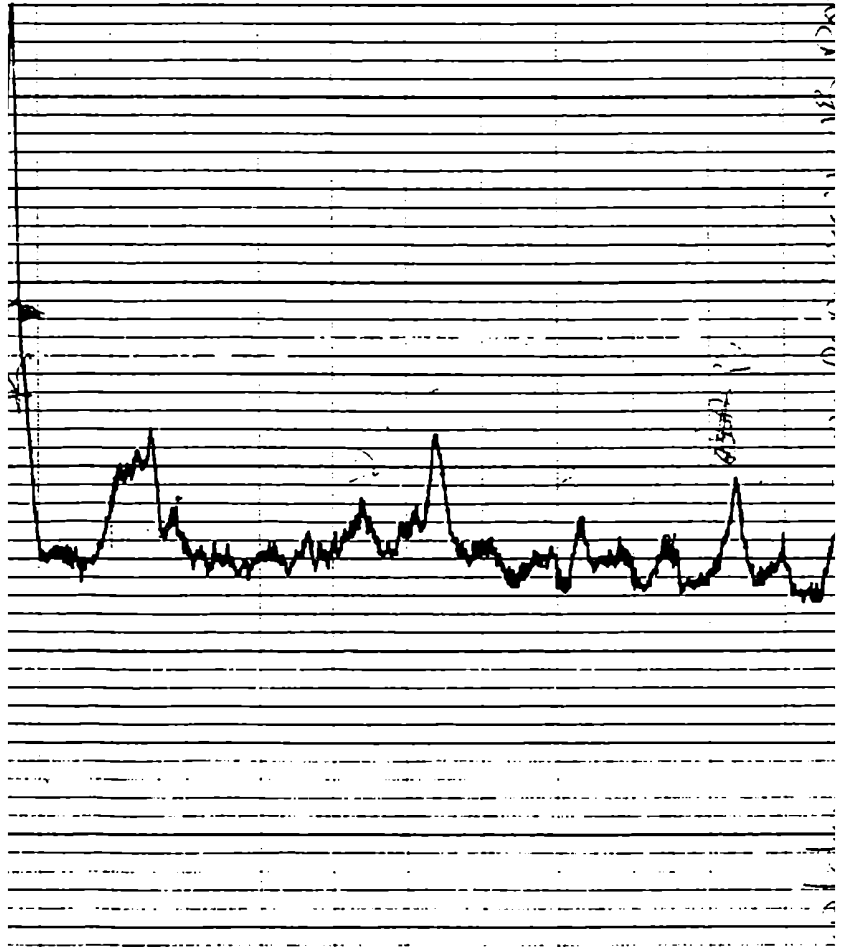








20  
19  
18  
17  
16  
15



20  
19  
18  
17  
16  
15

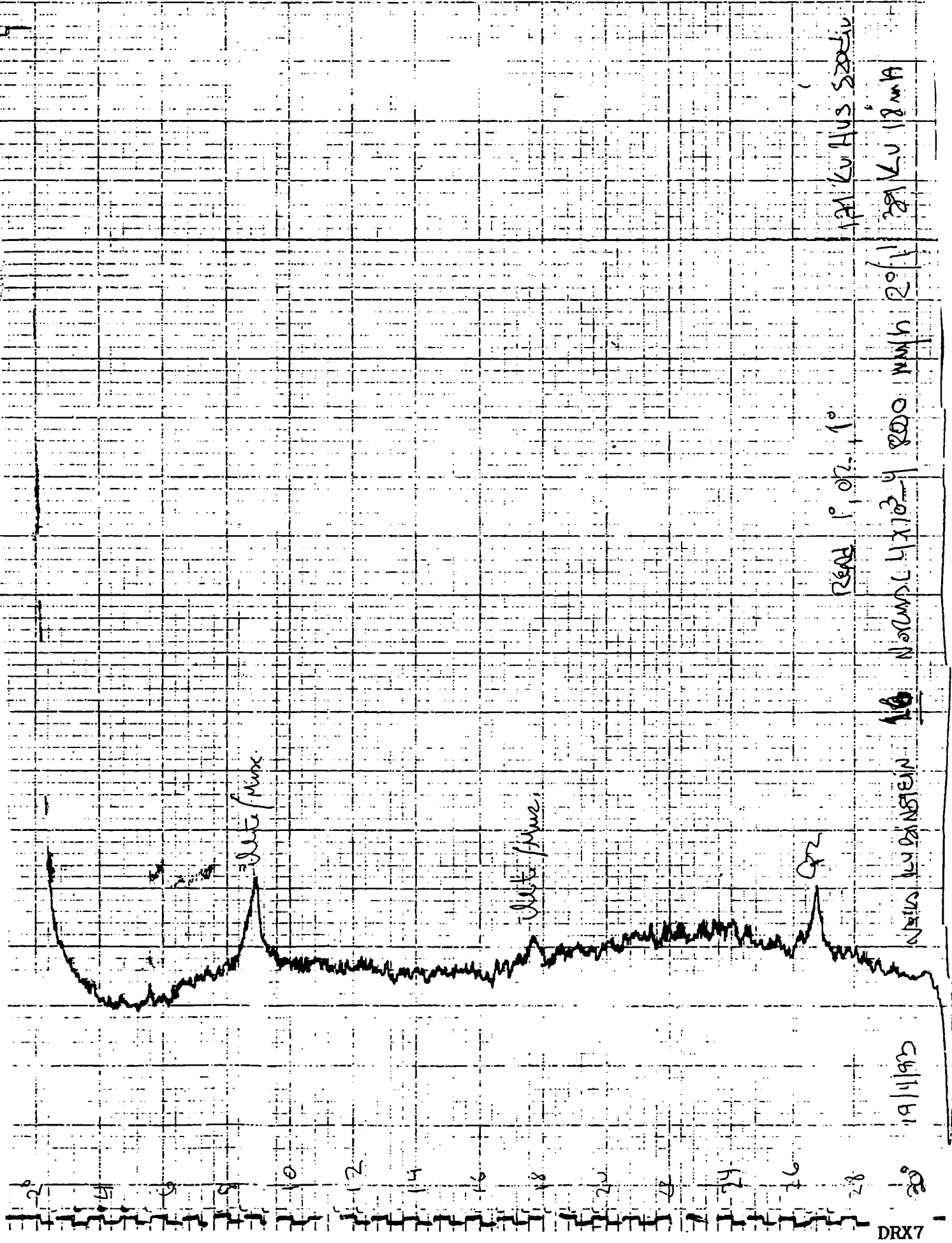
8000 m/s

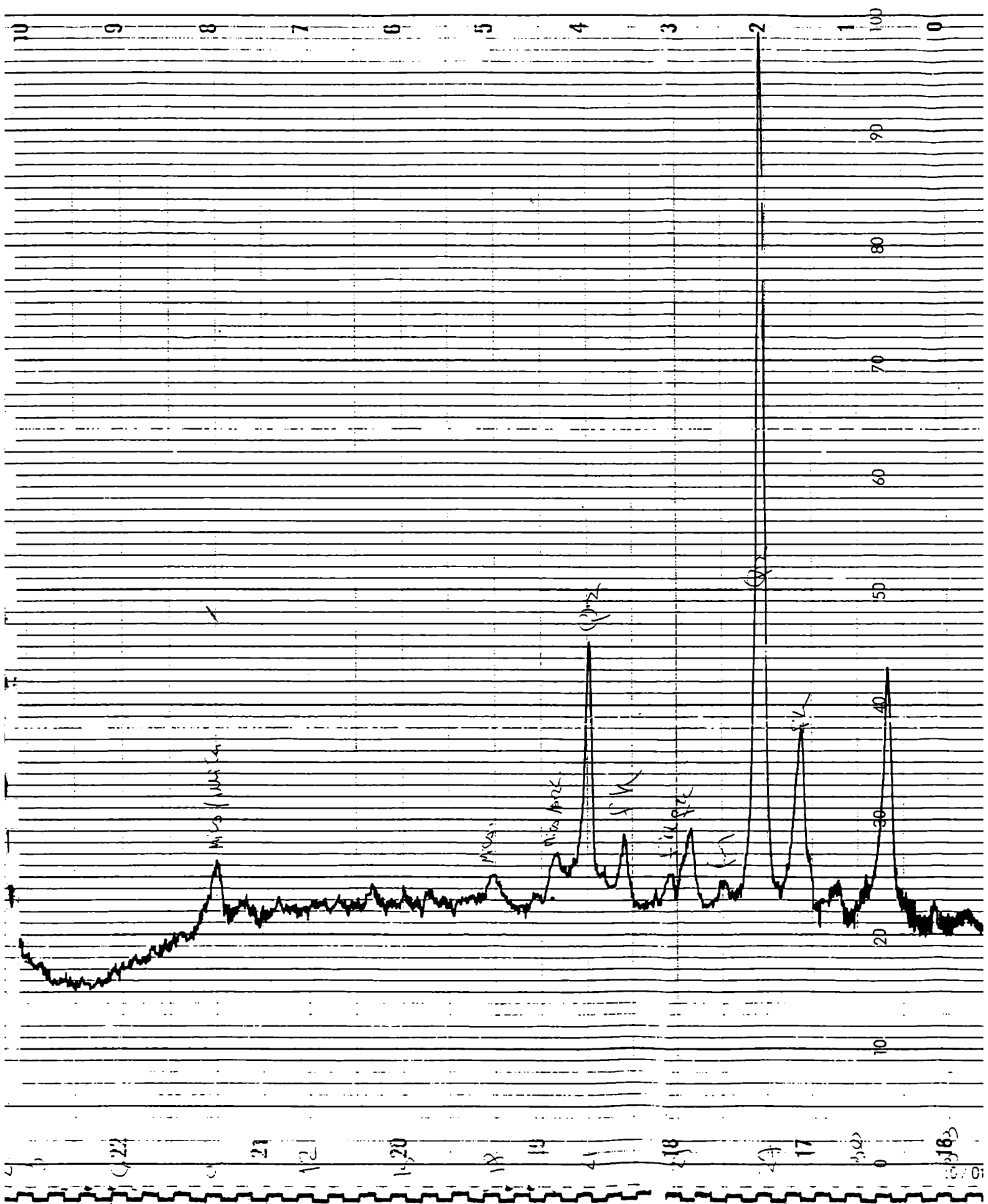
20/11

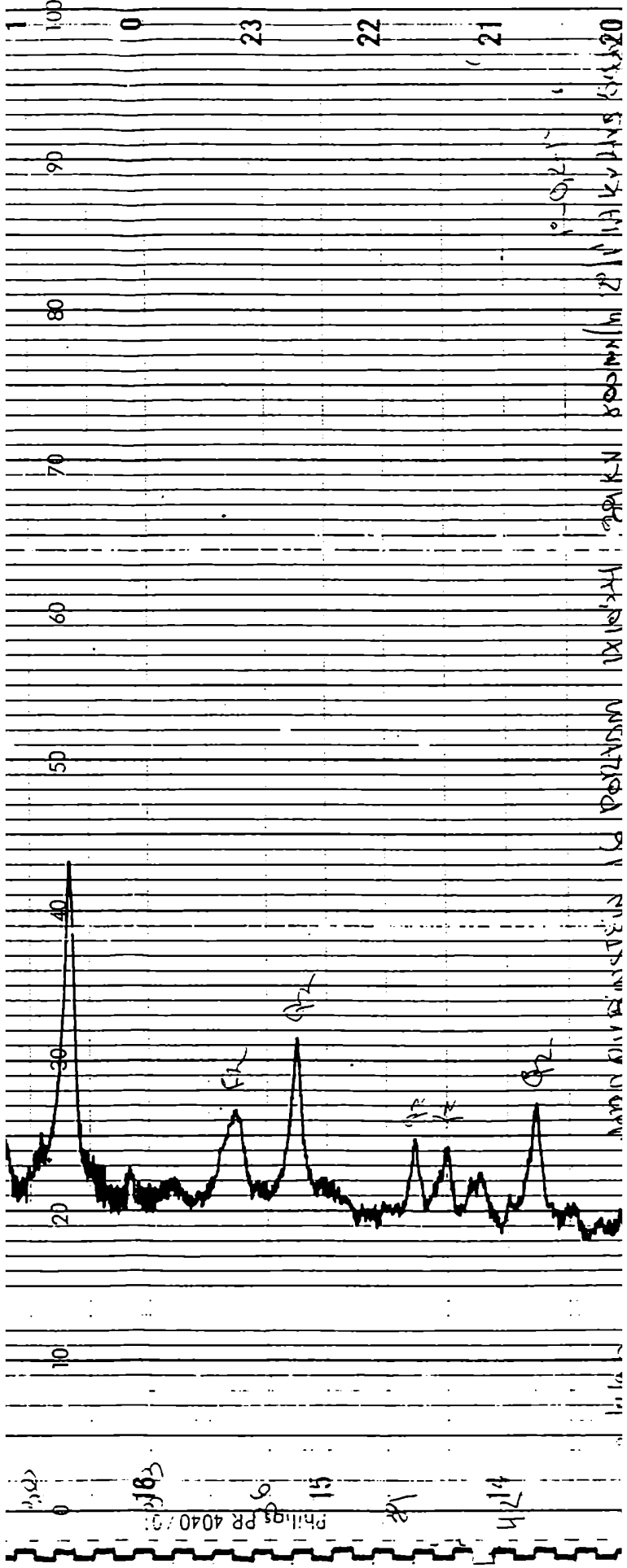
11/7/20

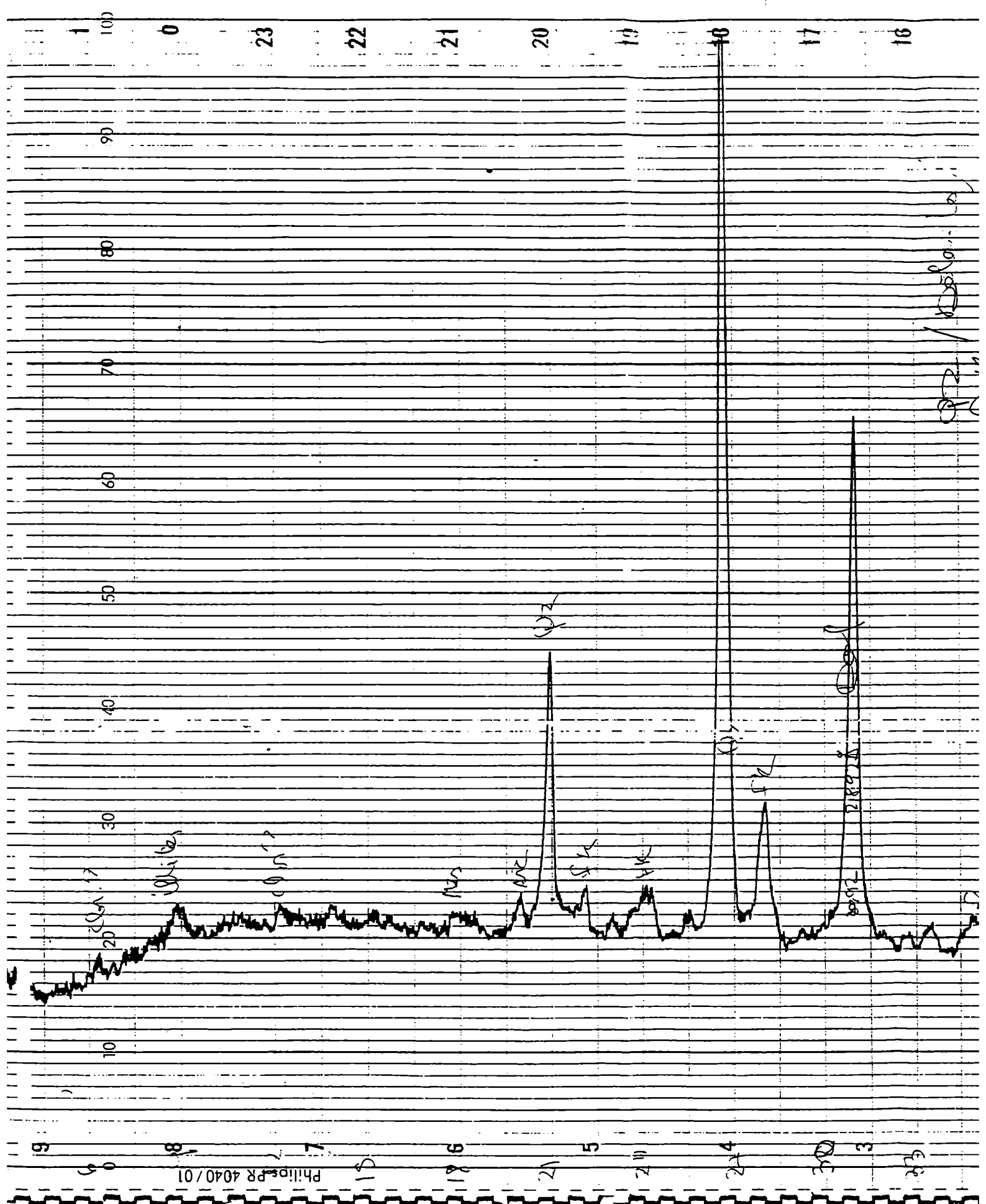
5/8/20

15

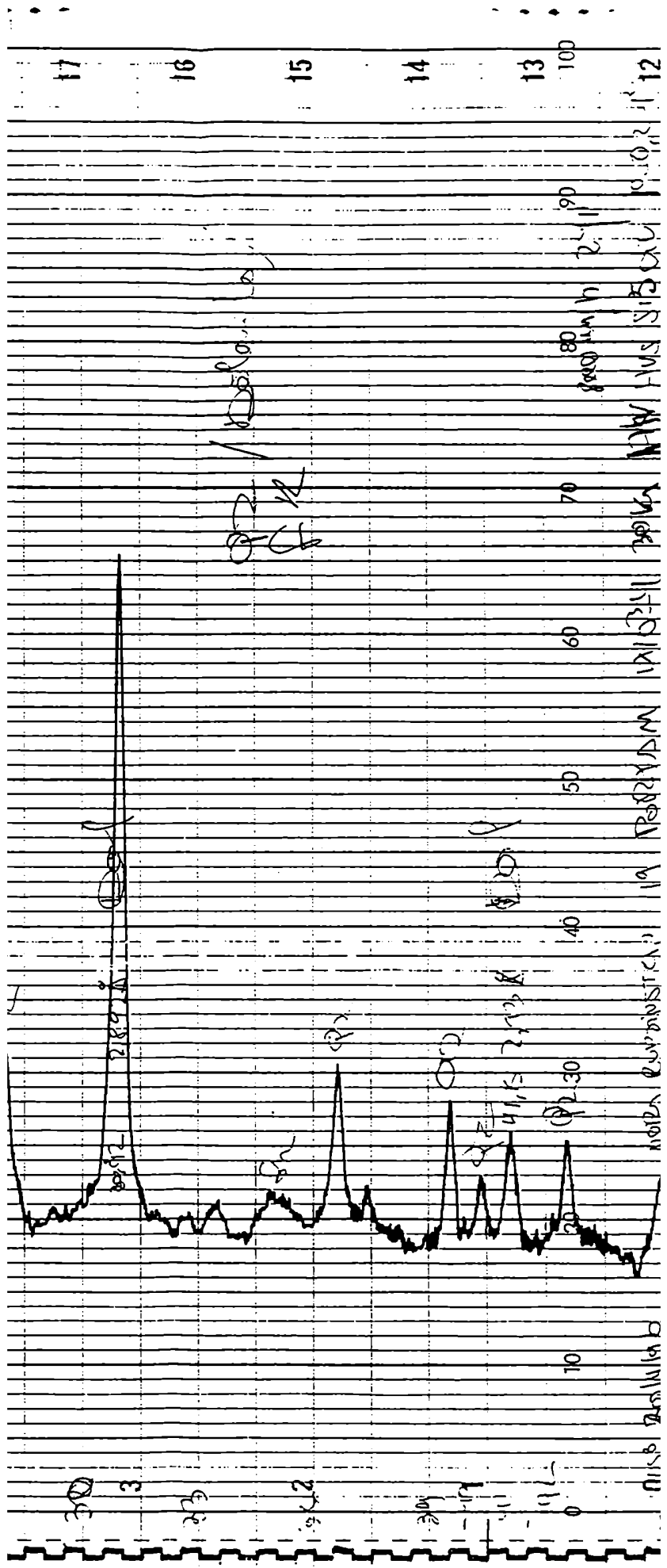
**DRX7**



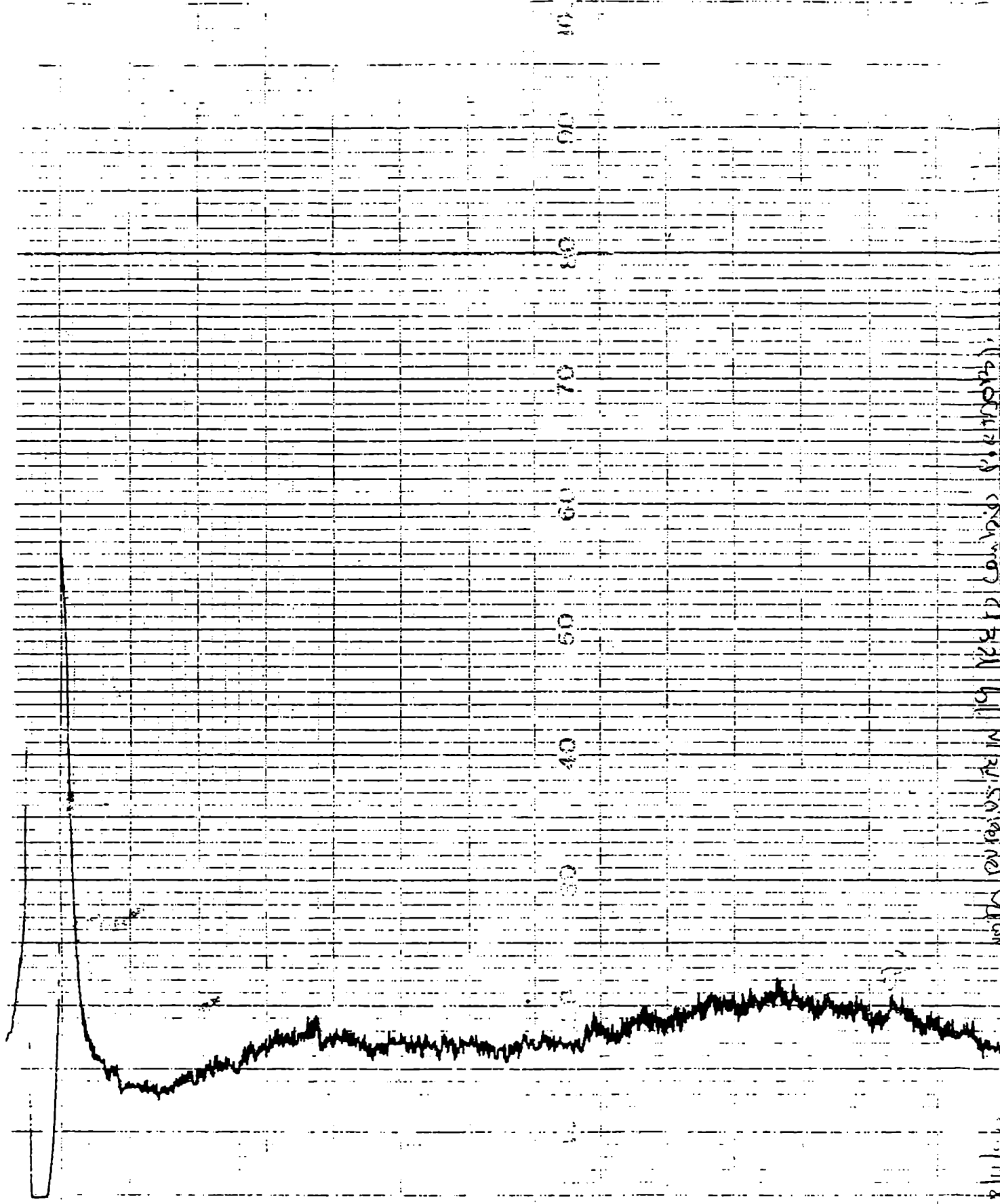






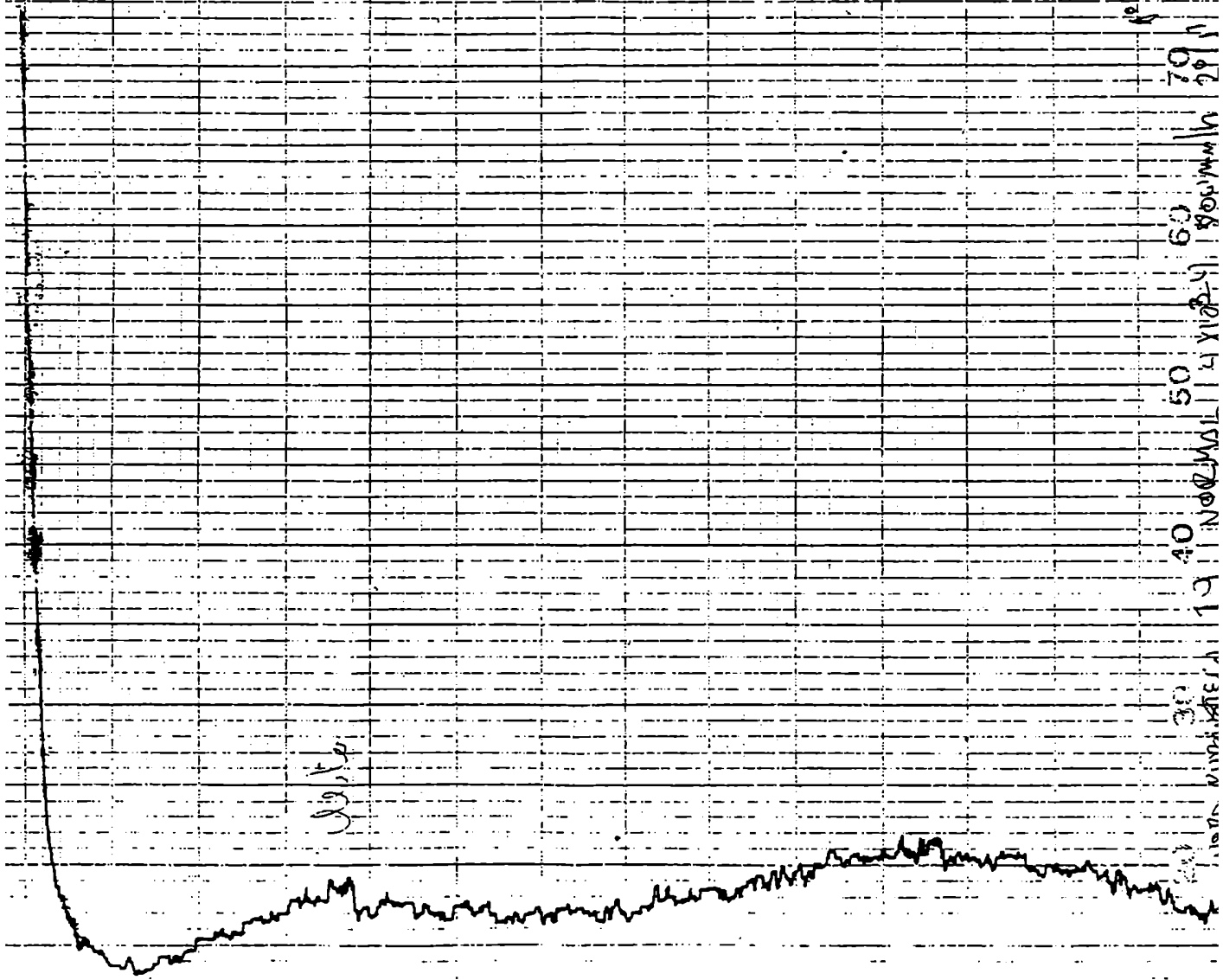


20 19 18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1



UNIT CONVERSION IN 1997 12.4 TO 100.0

2 1 0 2 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30  
DRX



10-02-10

79

79

60

50

40

30

20

10

0

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

10/10/77

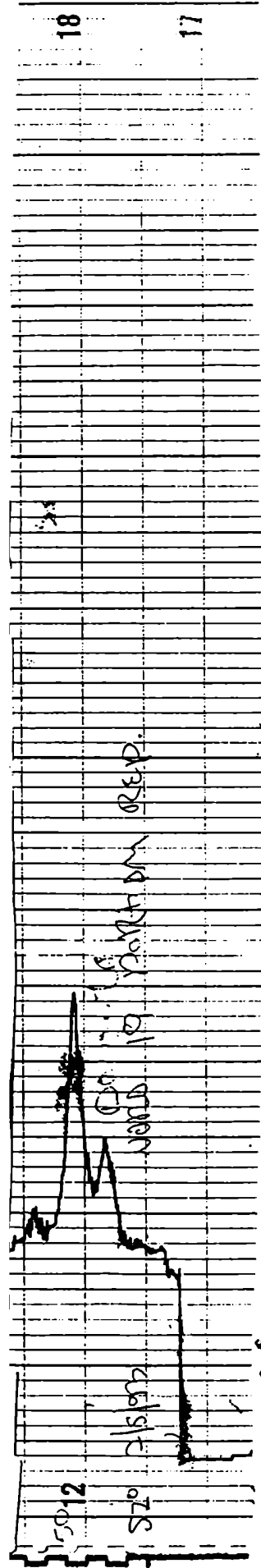
10/10/77

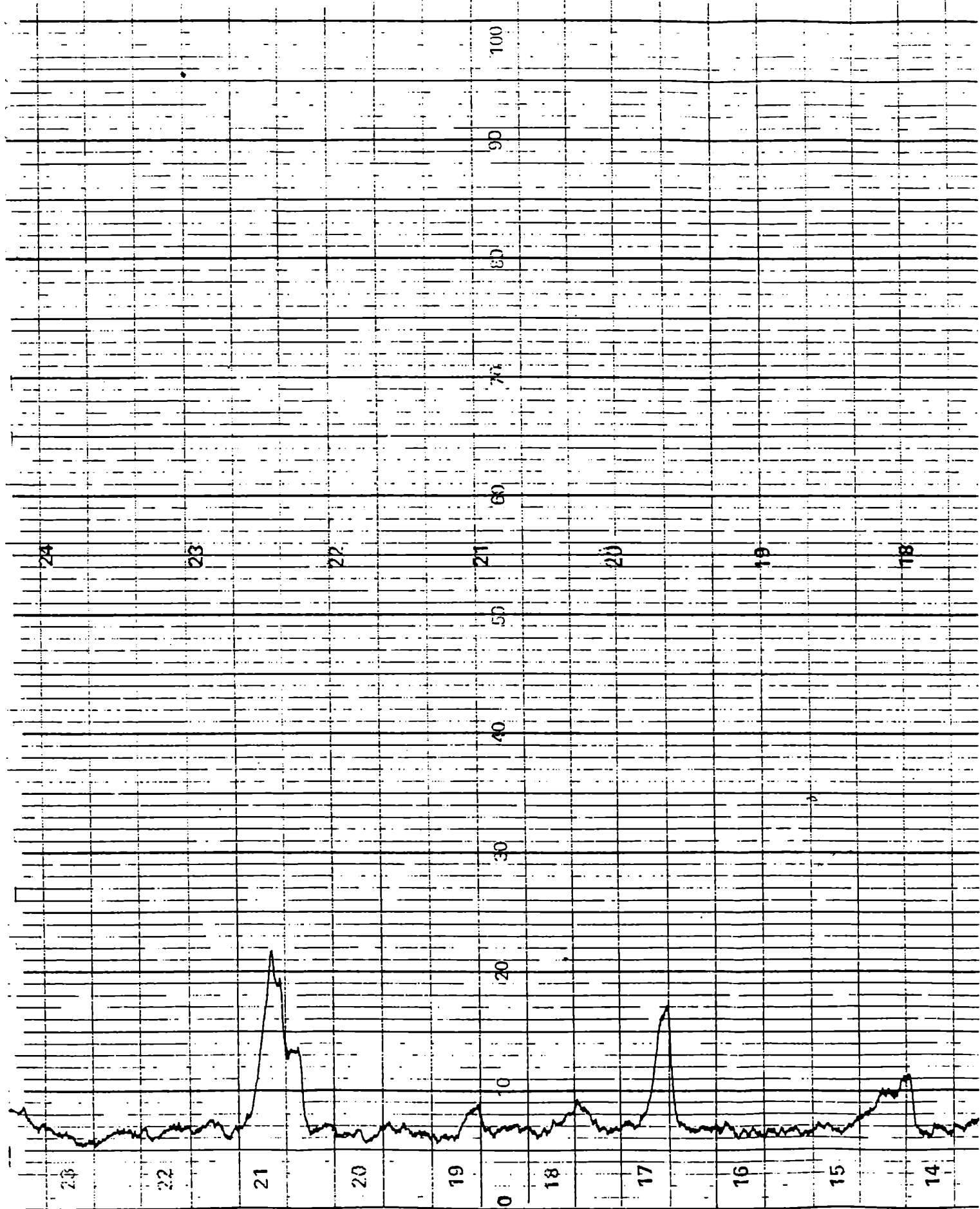
10/10/77

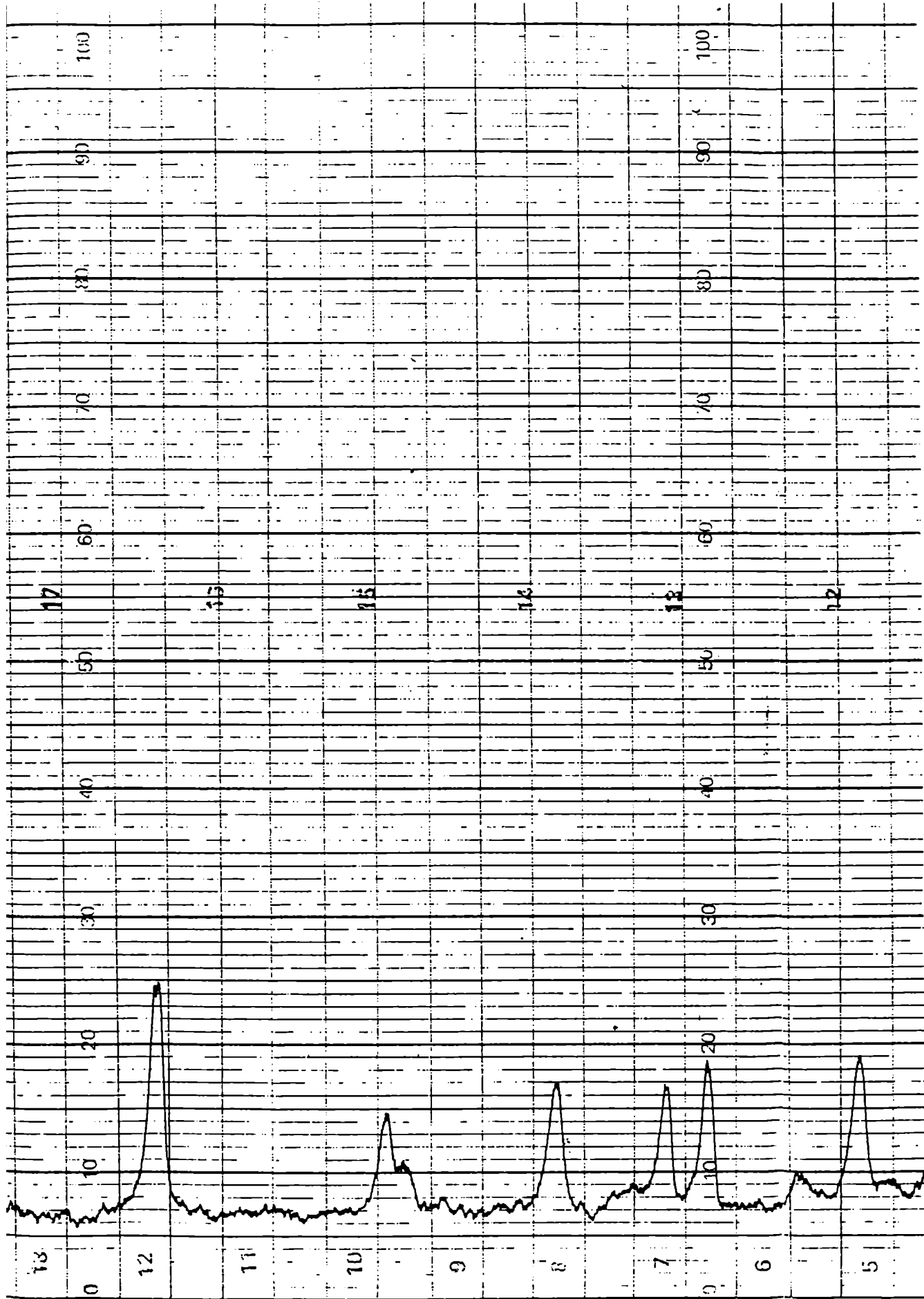
10/10/77

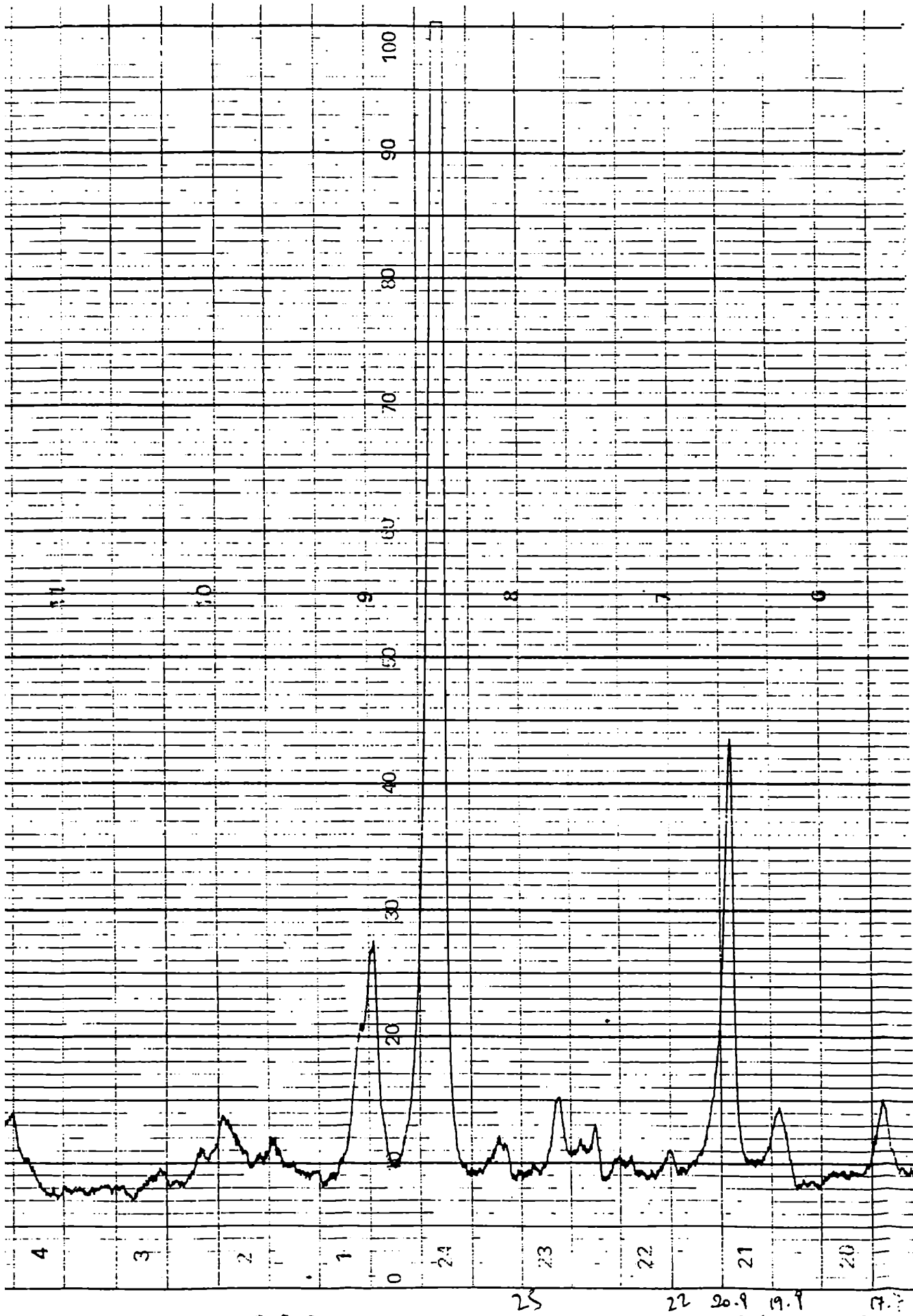
10/10/77

10/10/77









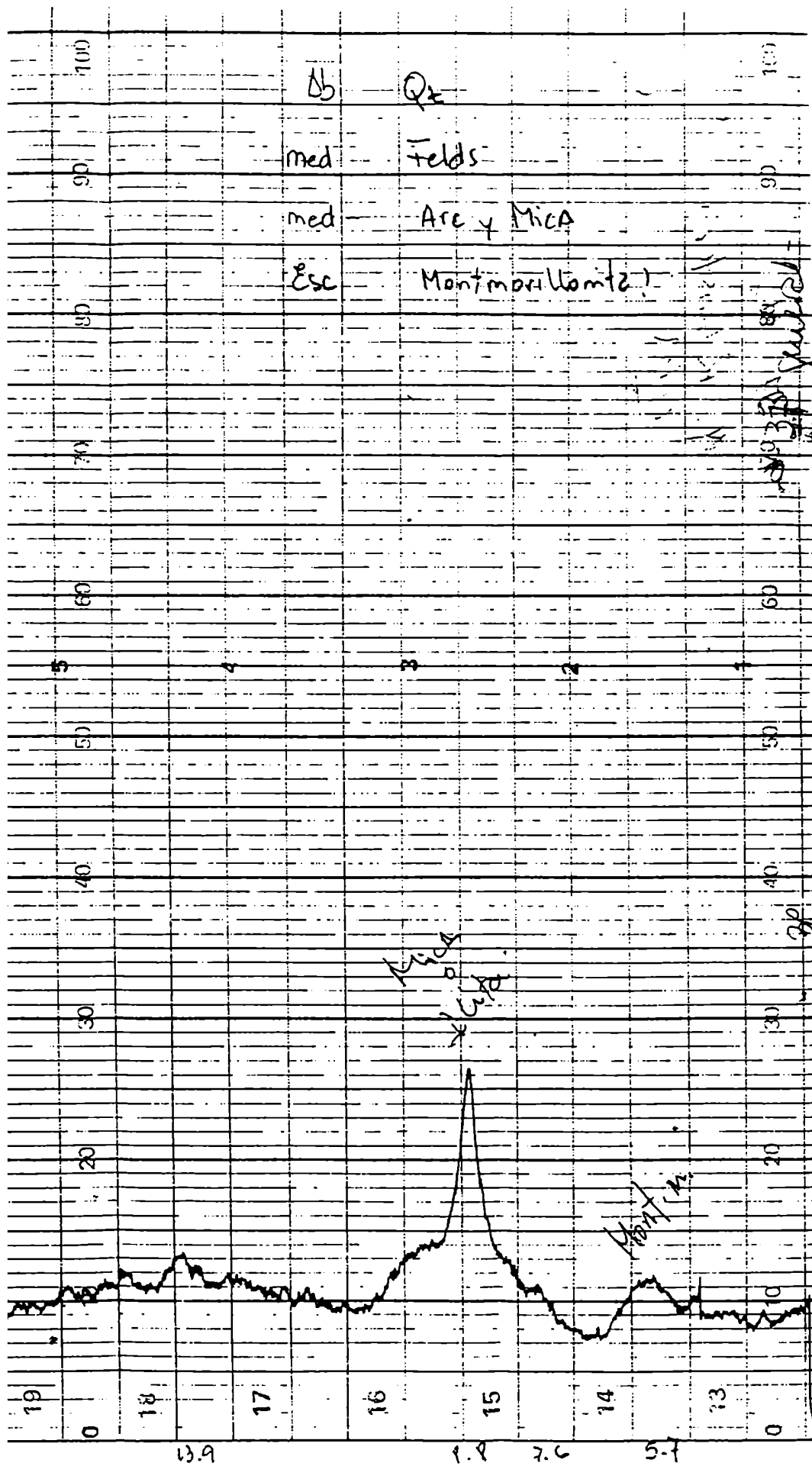
25

22

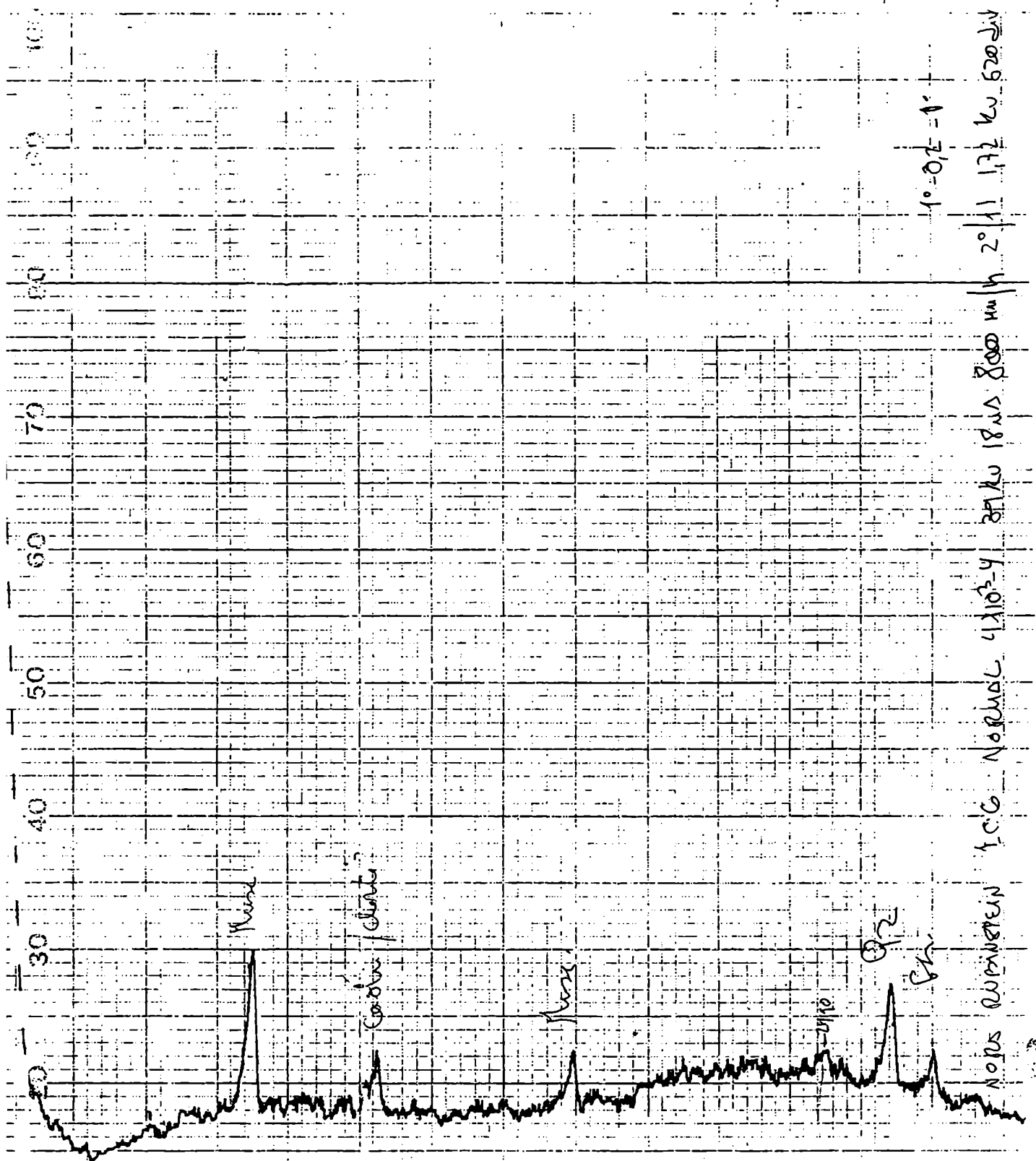
20.9

19.9

17.9





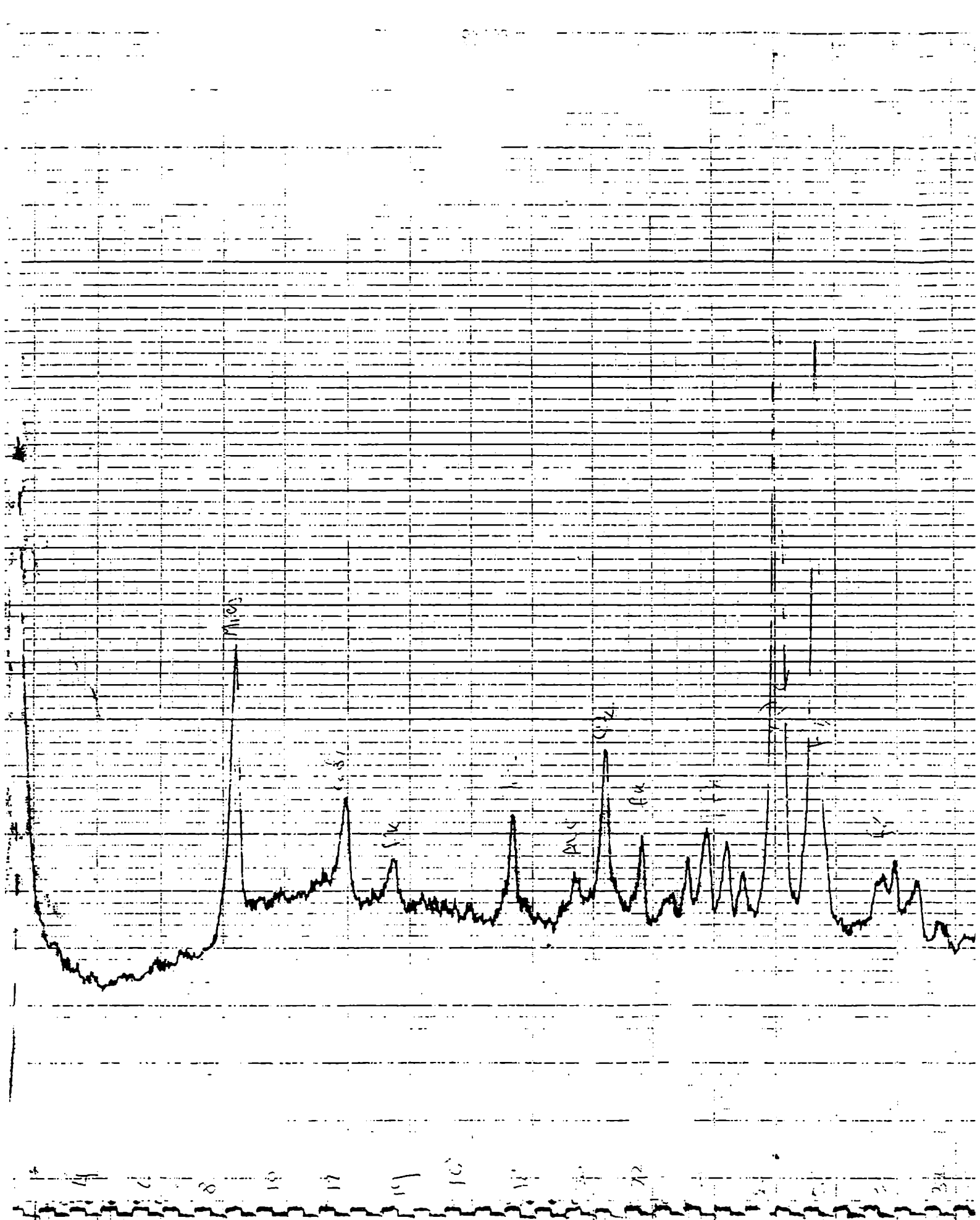


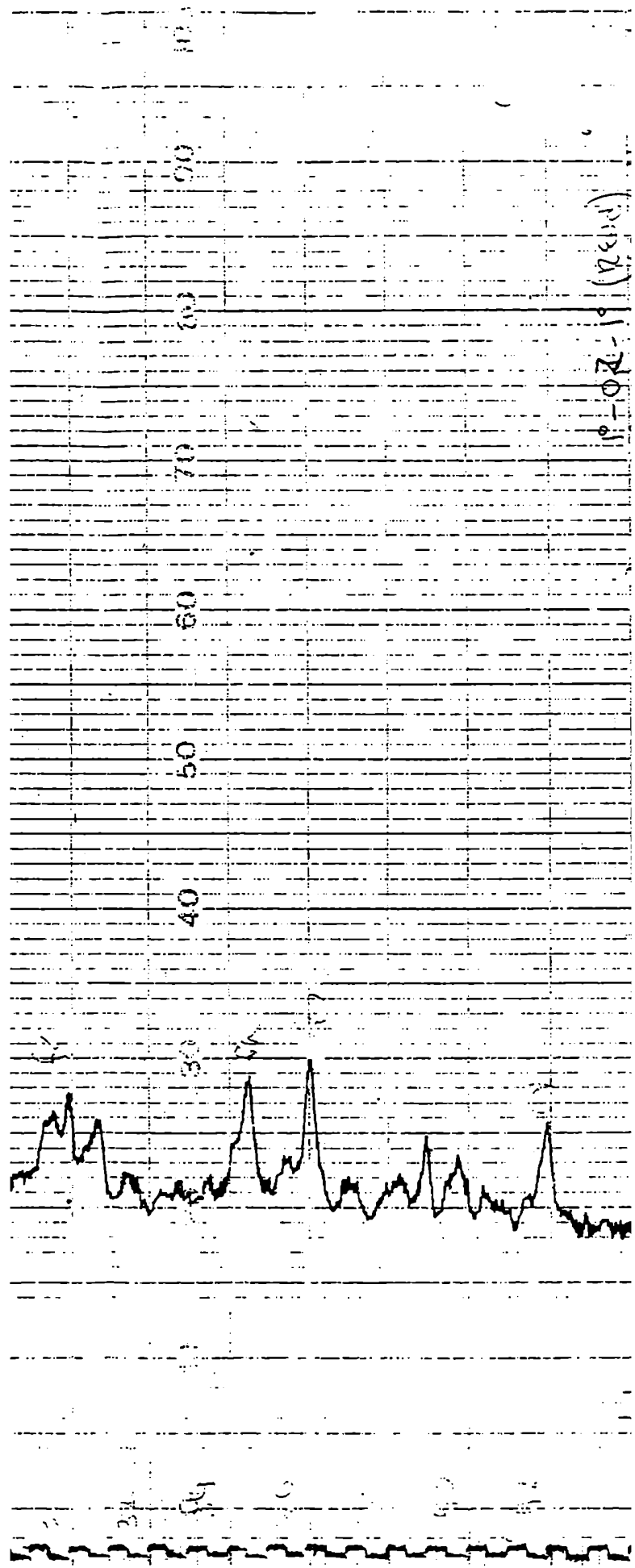
10-0.2-1

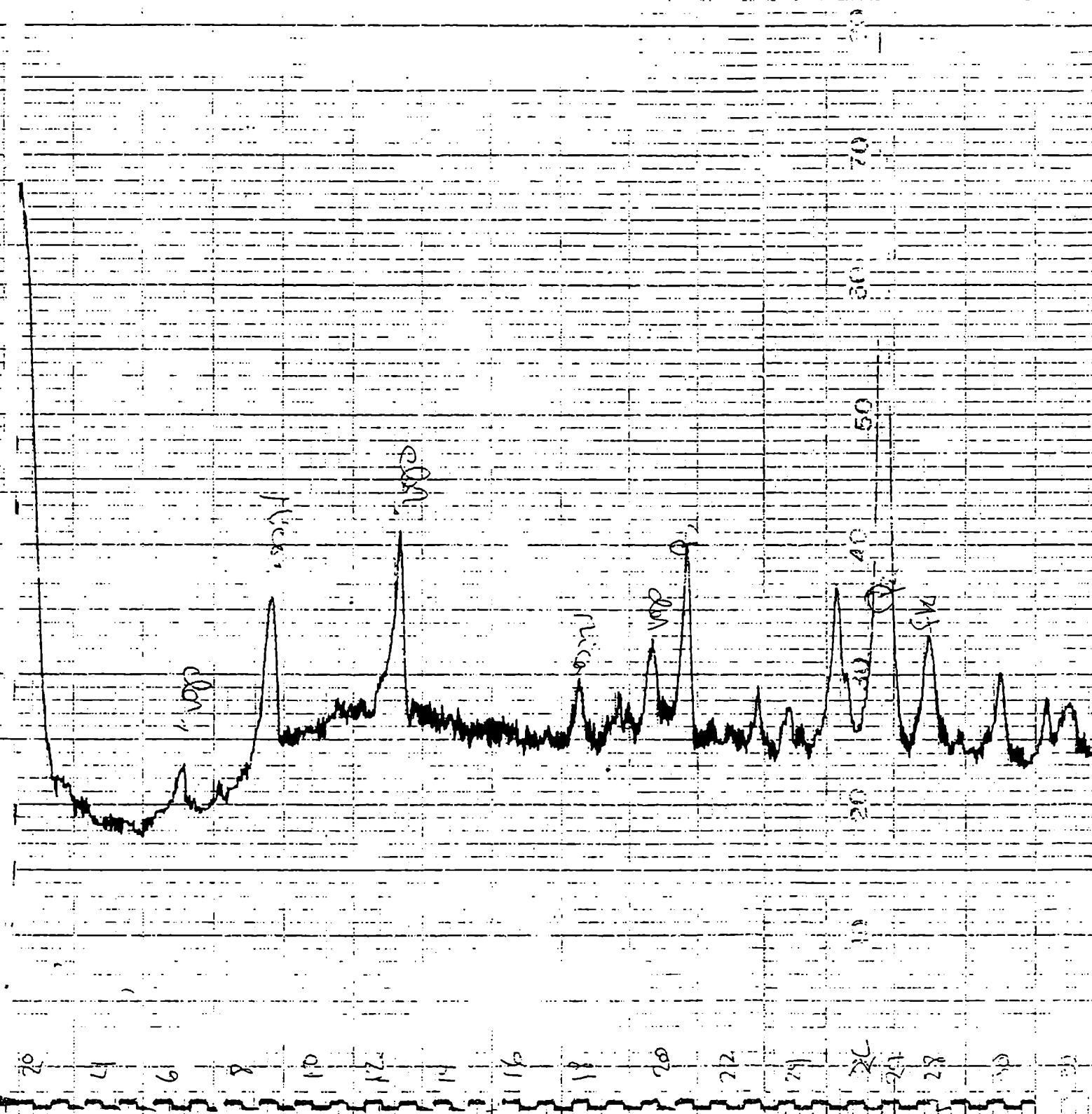
NORMS SUPPLEMENT 10-6 NORMOL 11103-4 21110 18110 800 nm 2011 172 Ku 62021

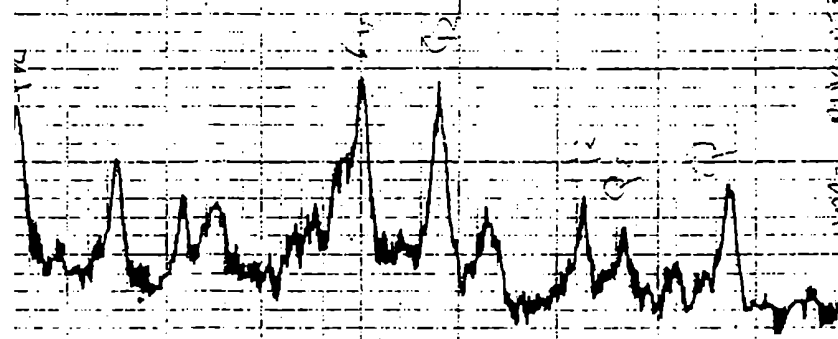
19/4/95

DRX1



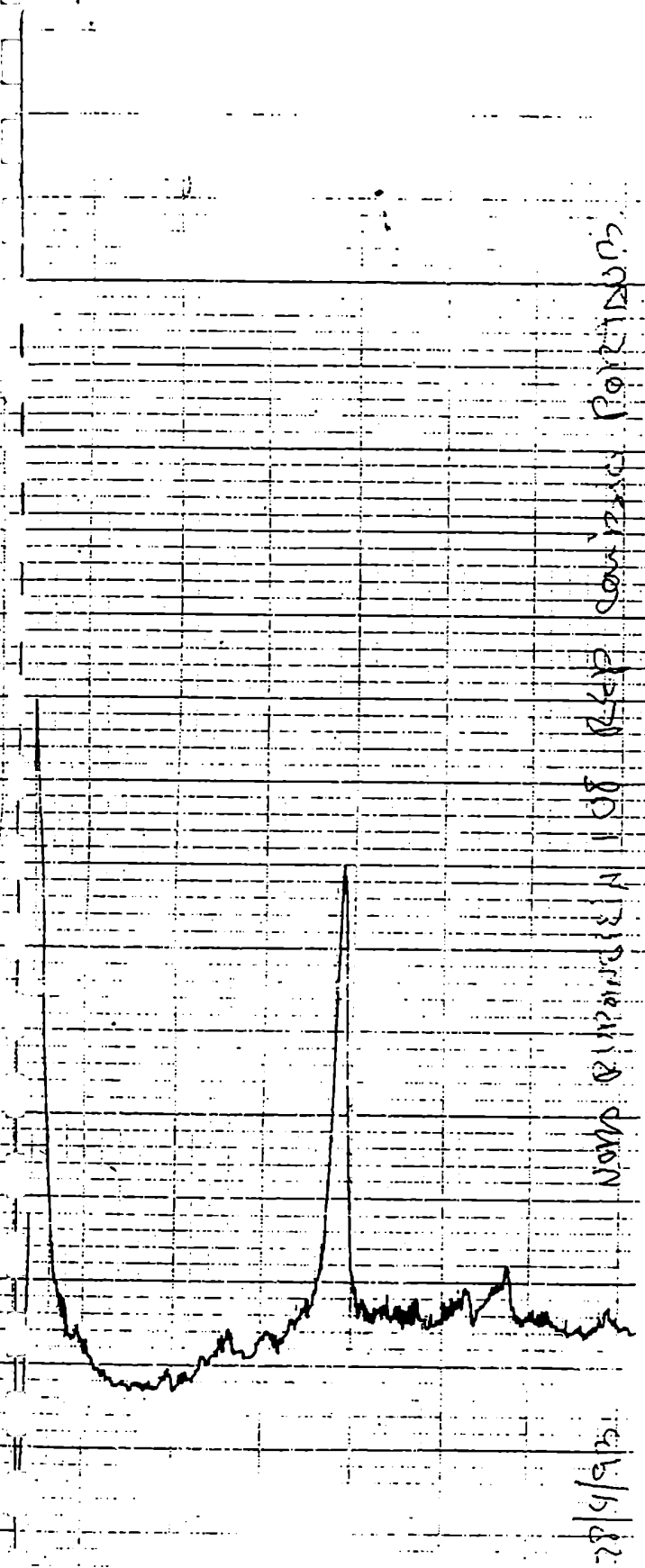






collezione gennaio 25/1  
un'altra volta, la seconda

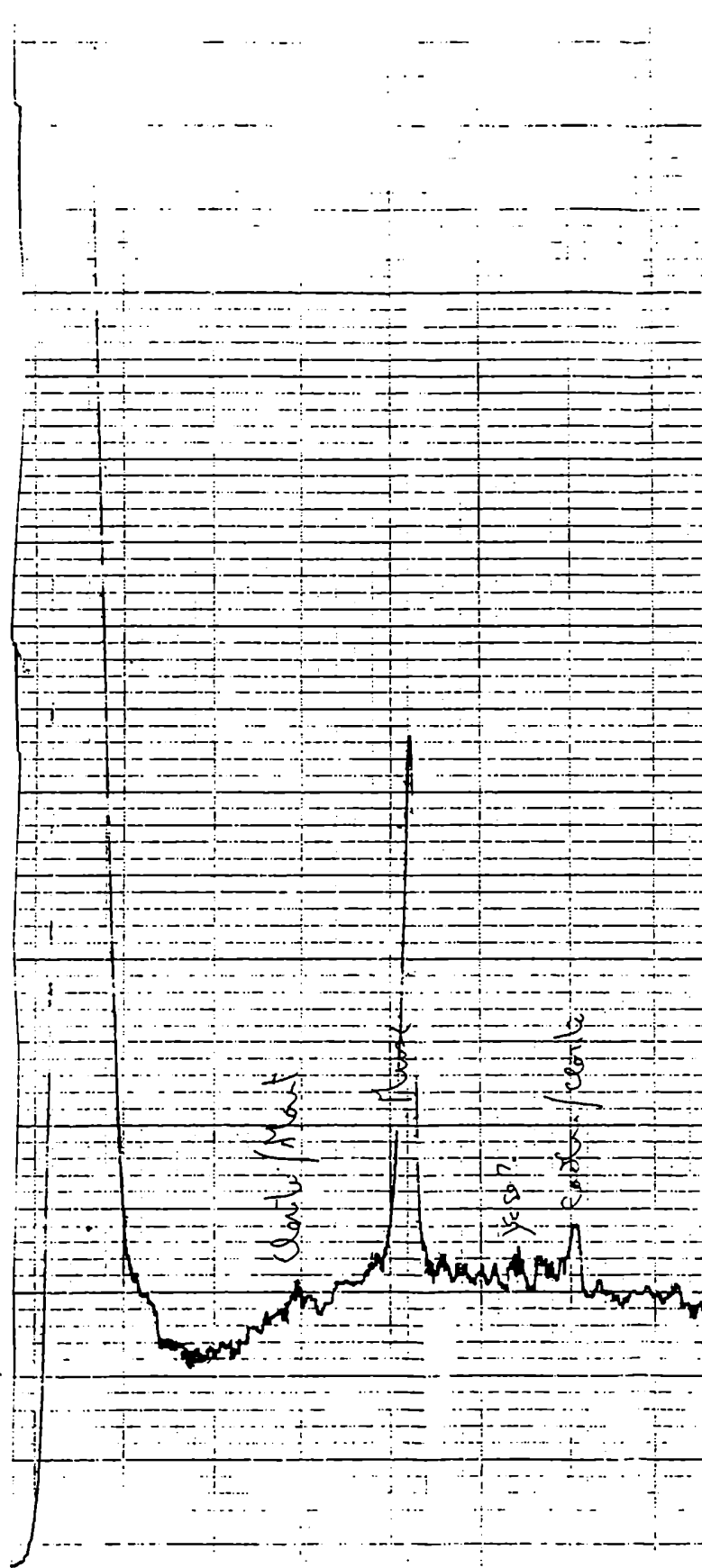
150 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1 0



28/9/92

1433 PM 11.08 REP CONSIDER PORTLAND

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15



Cont. / Mont

Peak

Yes?

Cont. / Mont

17245 SAT 11  
 11/02/2017

11-200-10  
 10/01/11  
 10/01/11

108  
 108  
 108

15/01/95

108

108

108

108

108

108

108

108

108

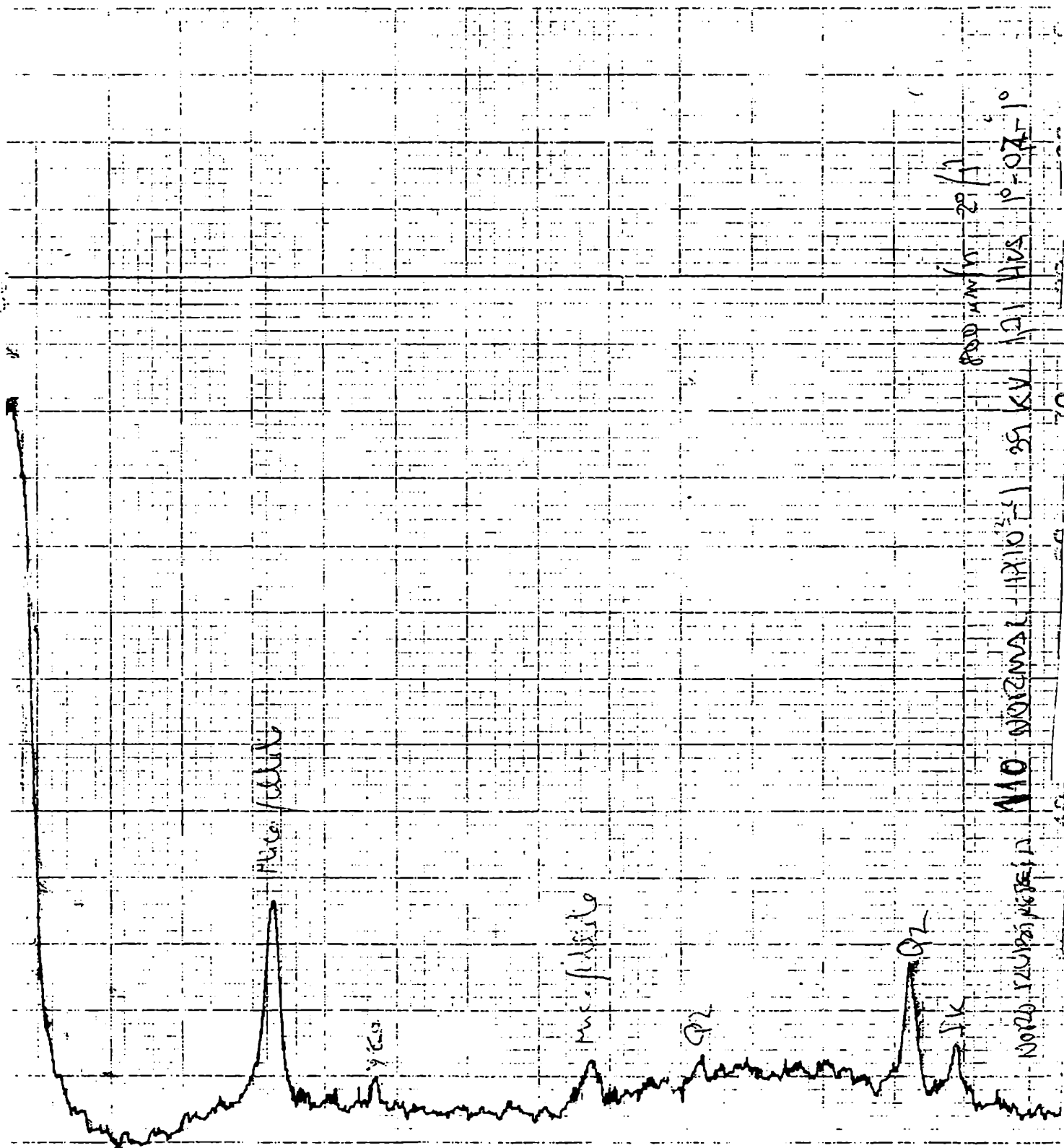
108

108

108

108

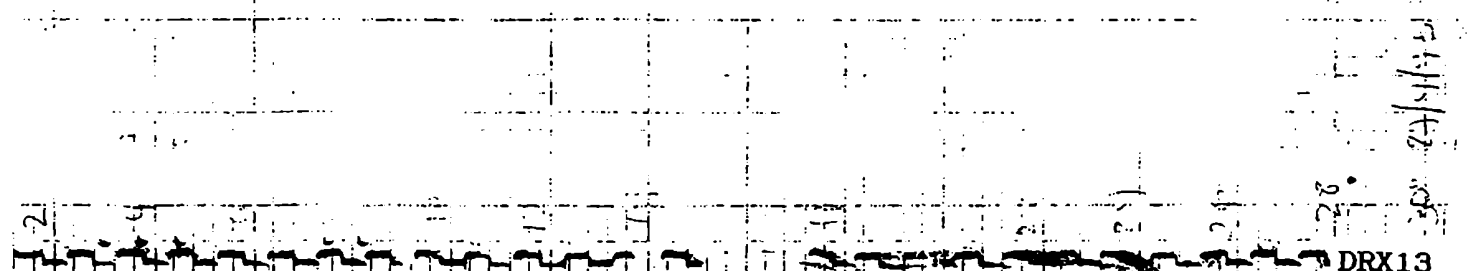
108



11-07-10  
121 HUS  
25 KV  
11-07-10

NOV 10 11:10 AM '10

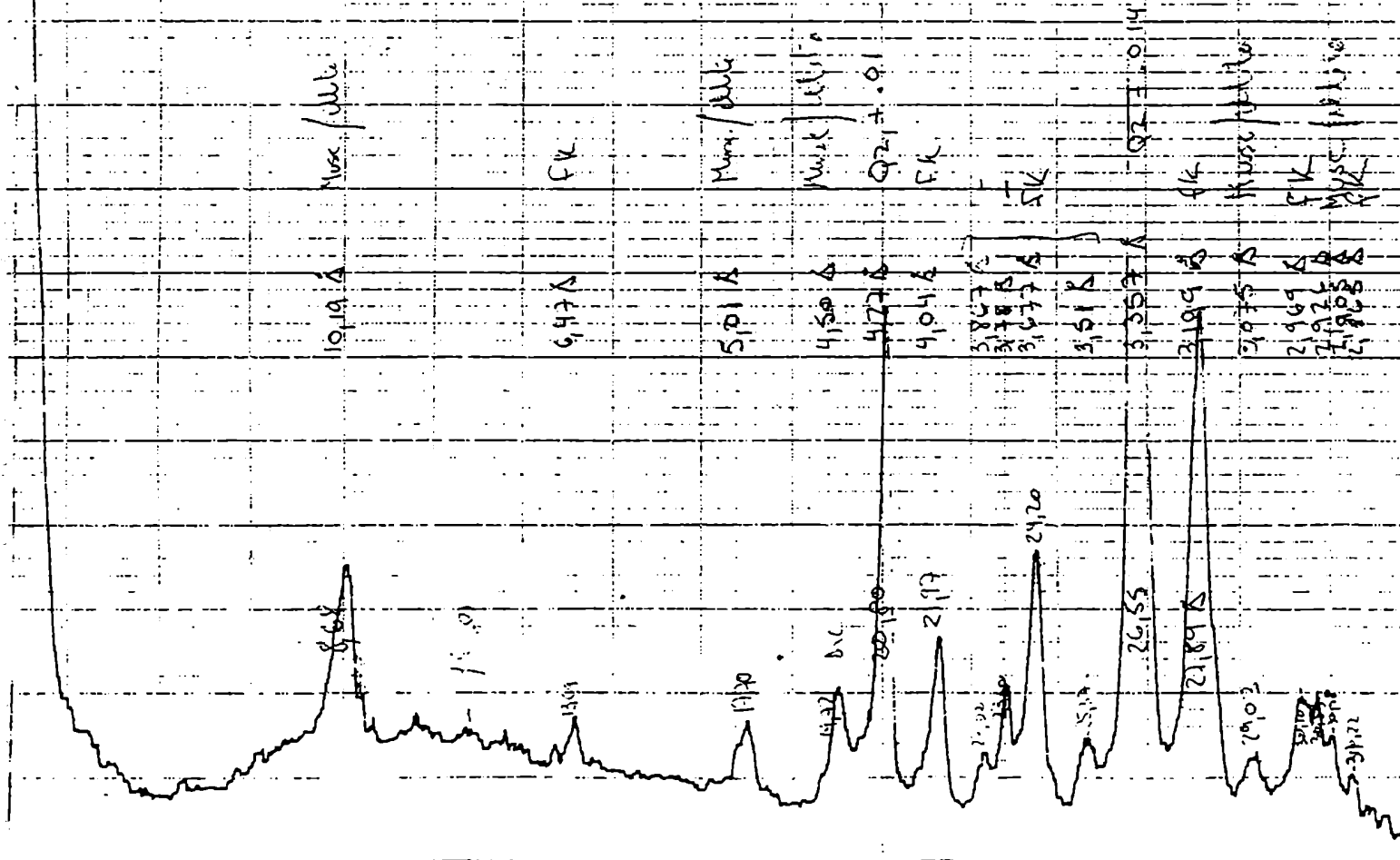
NOV 10 11:10 AM '10



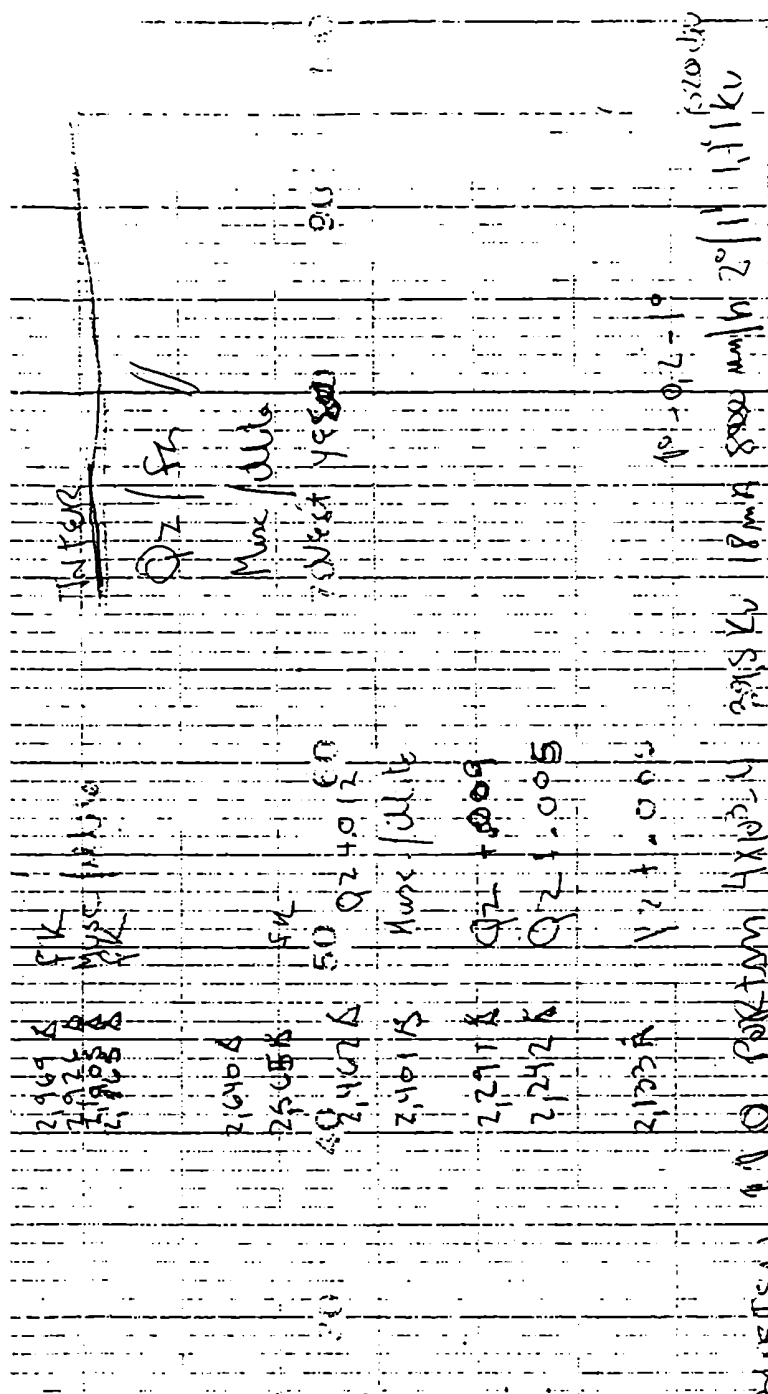
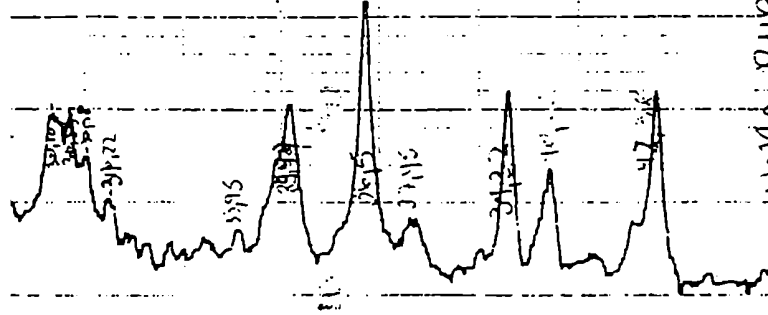
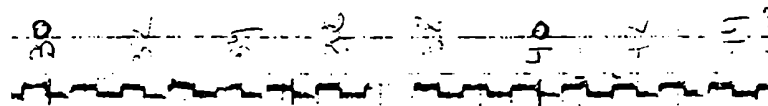
DRX13

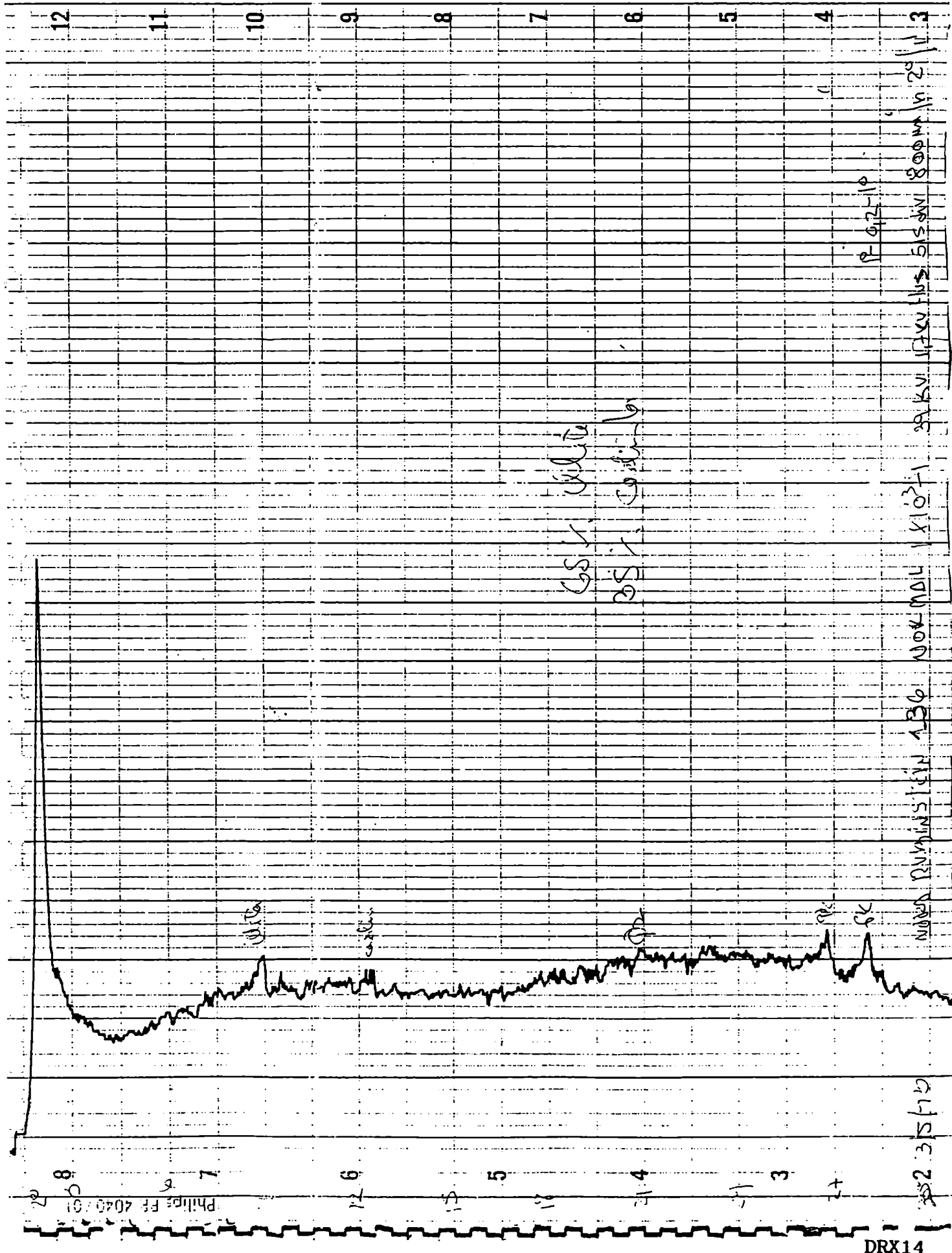


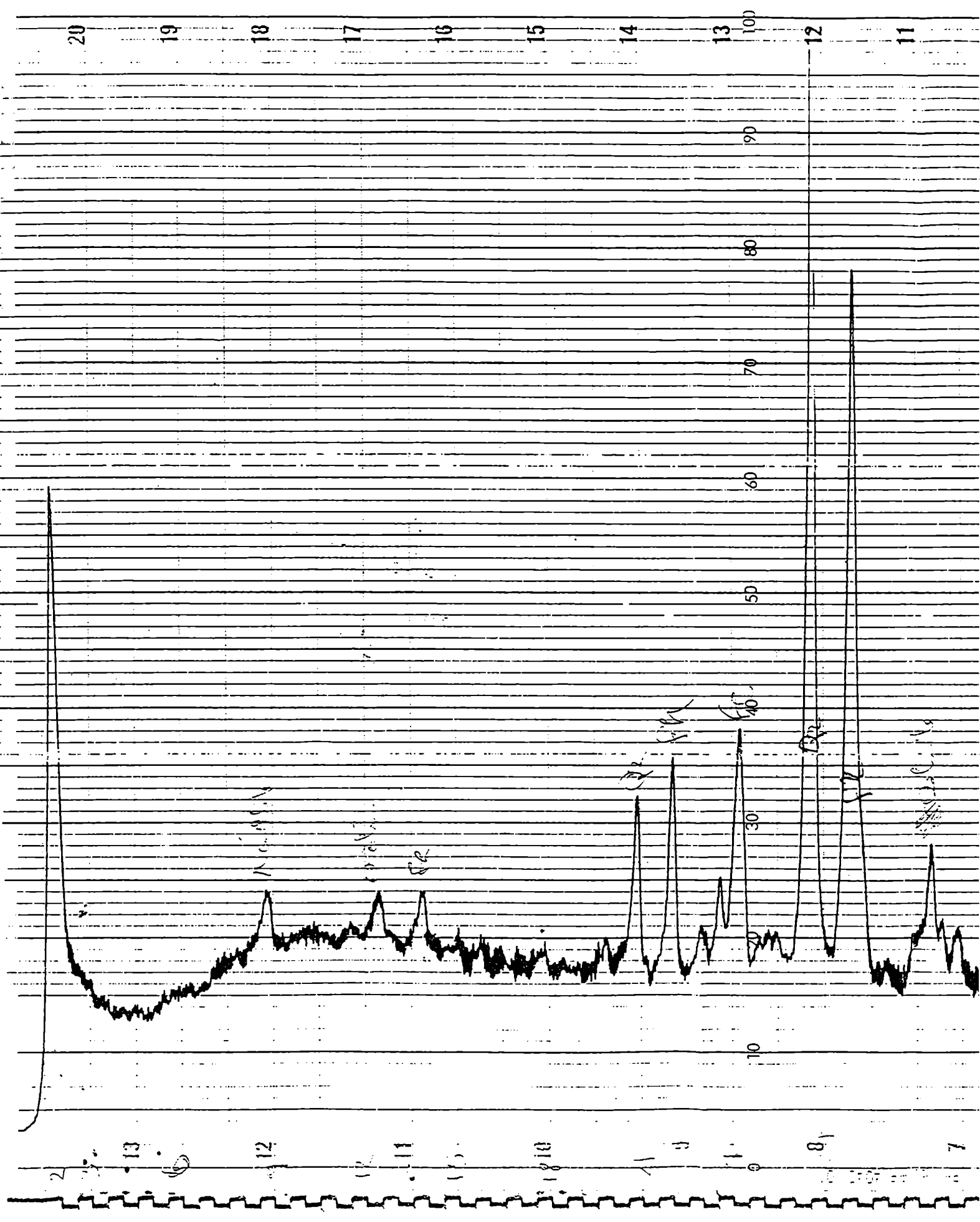
20 19 18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1 0

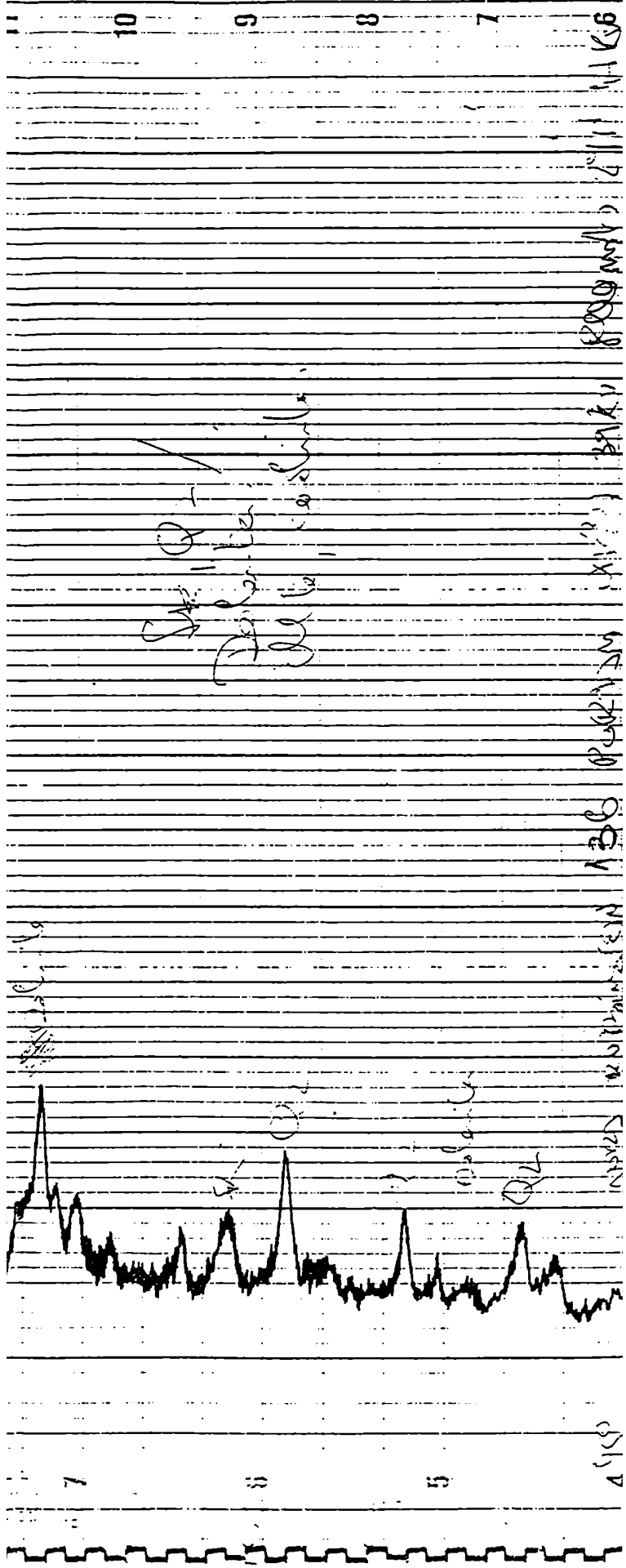


11/15/20

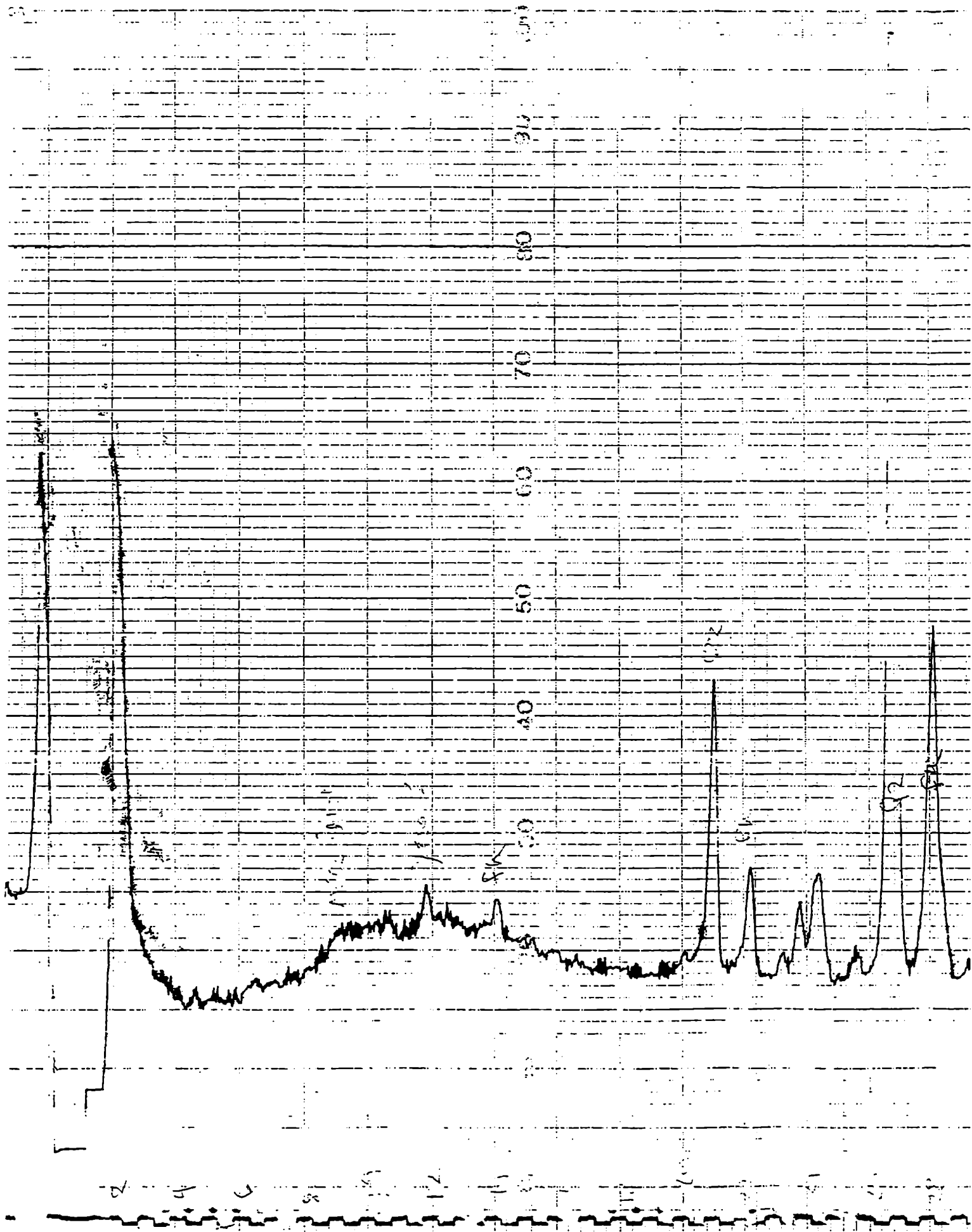




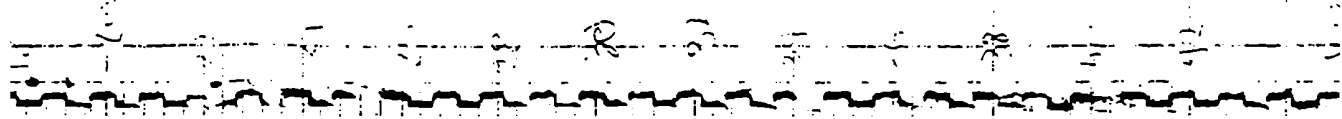
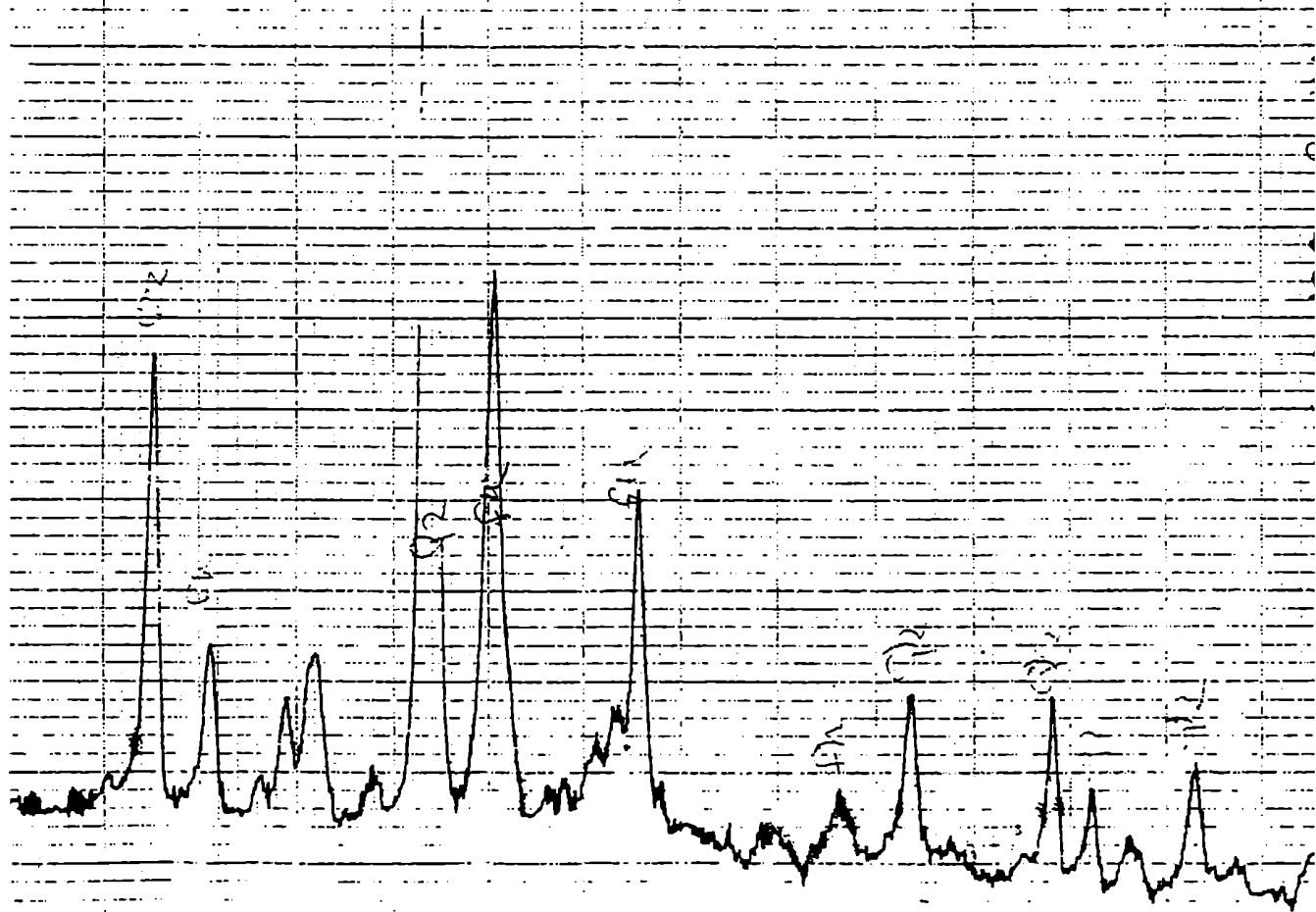




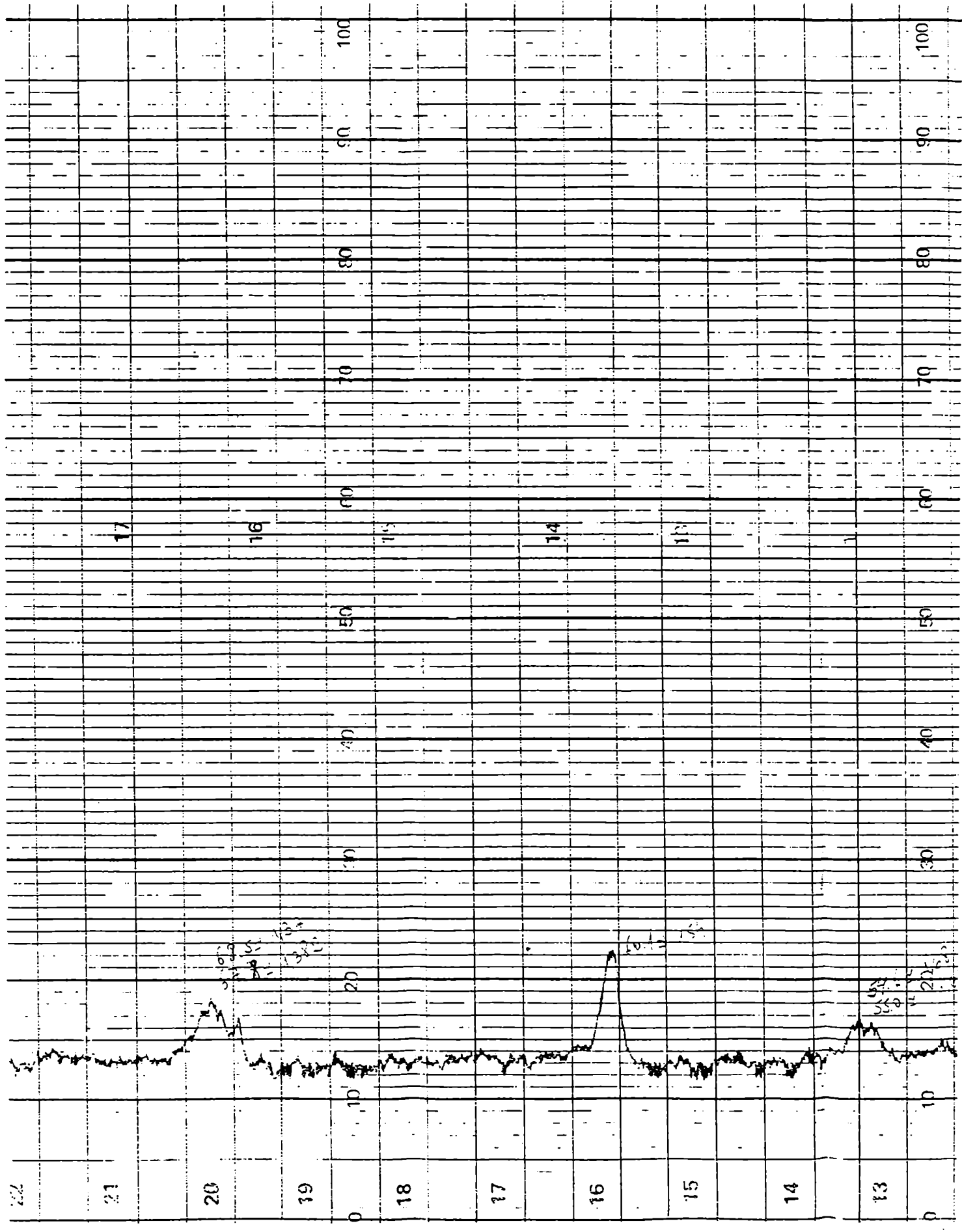


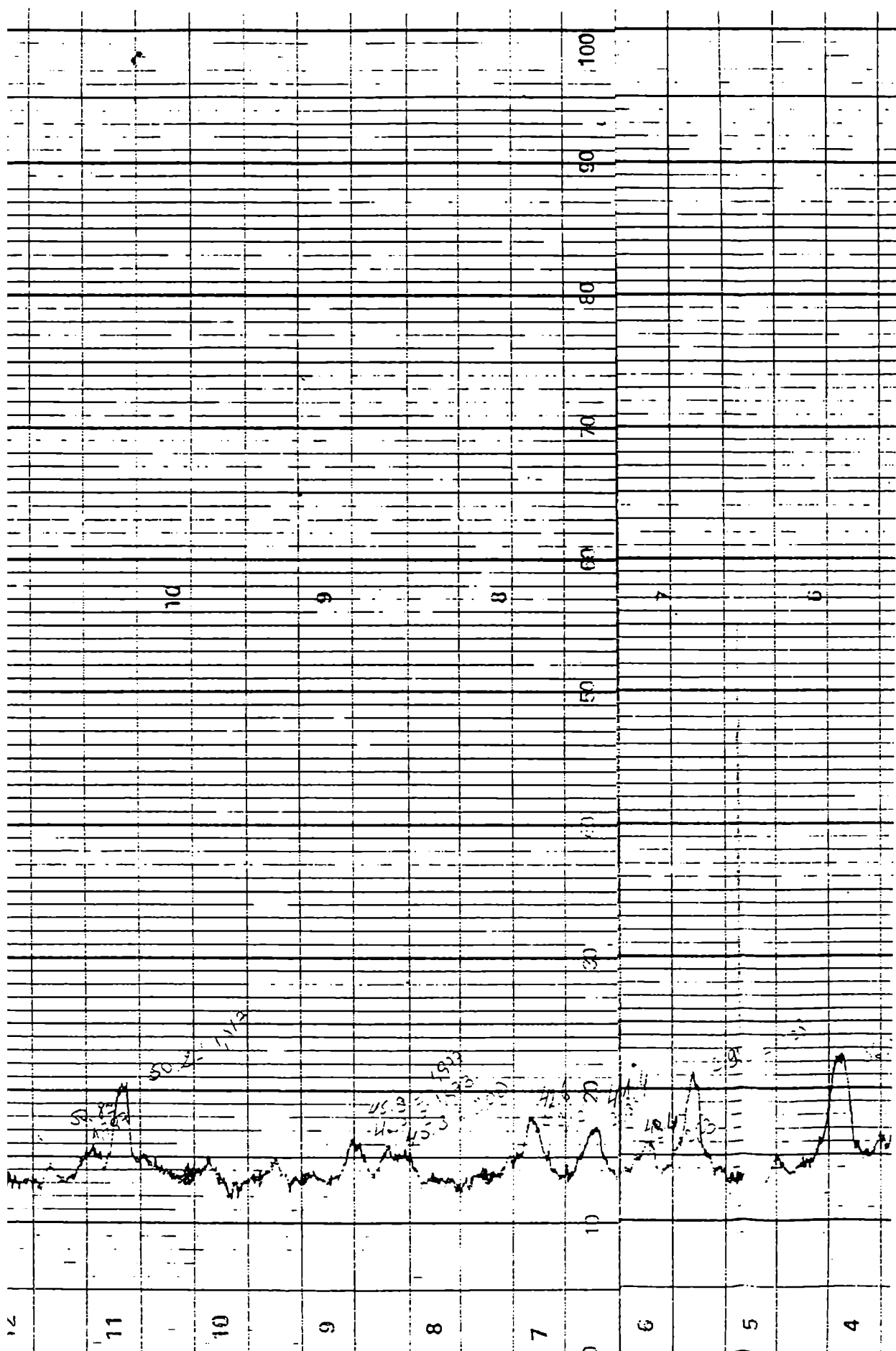


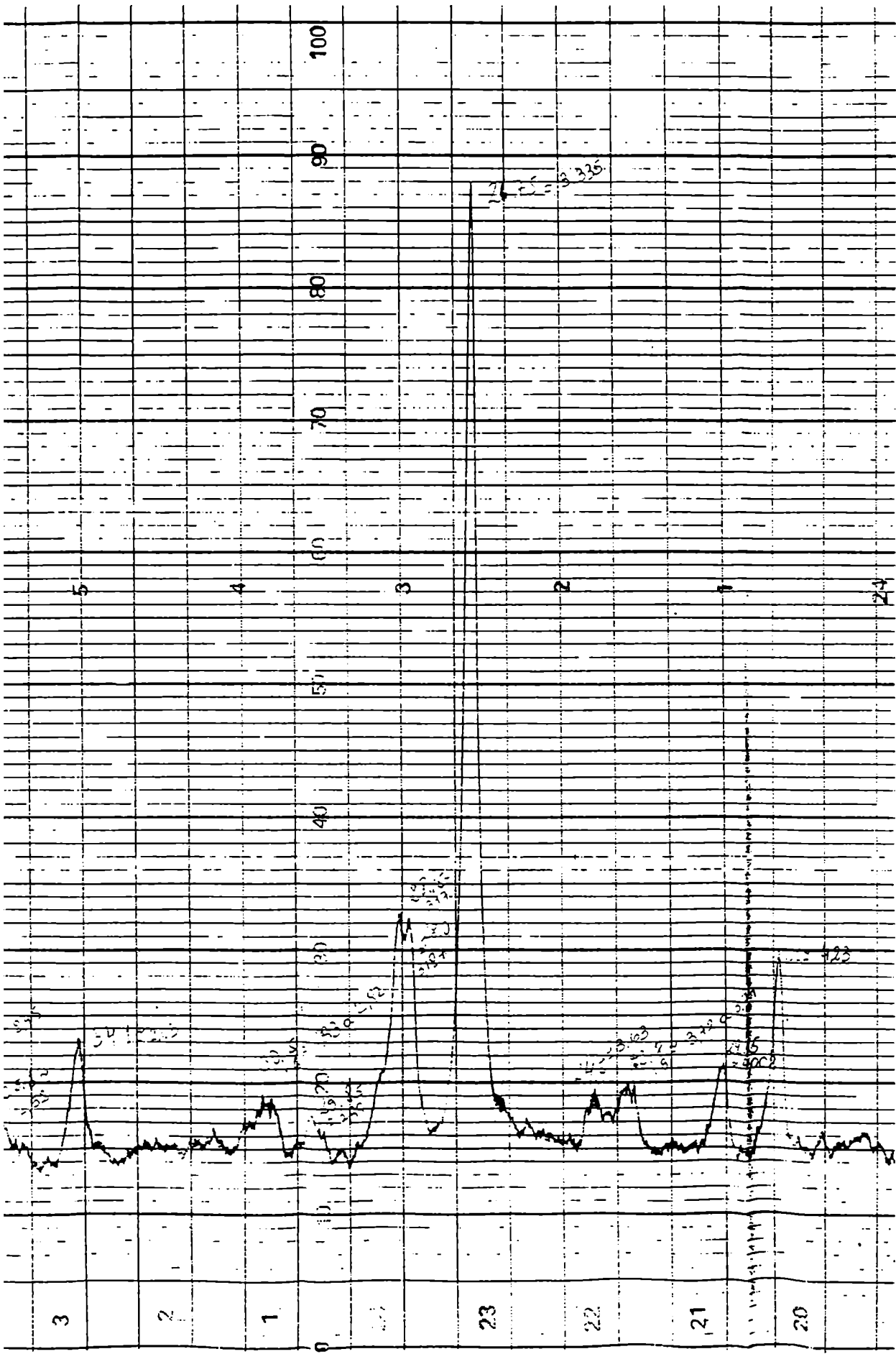
11-20-61  
11-20-61  
11-20-61  
11-20-61  
11-20-61

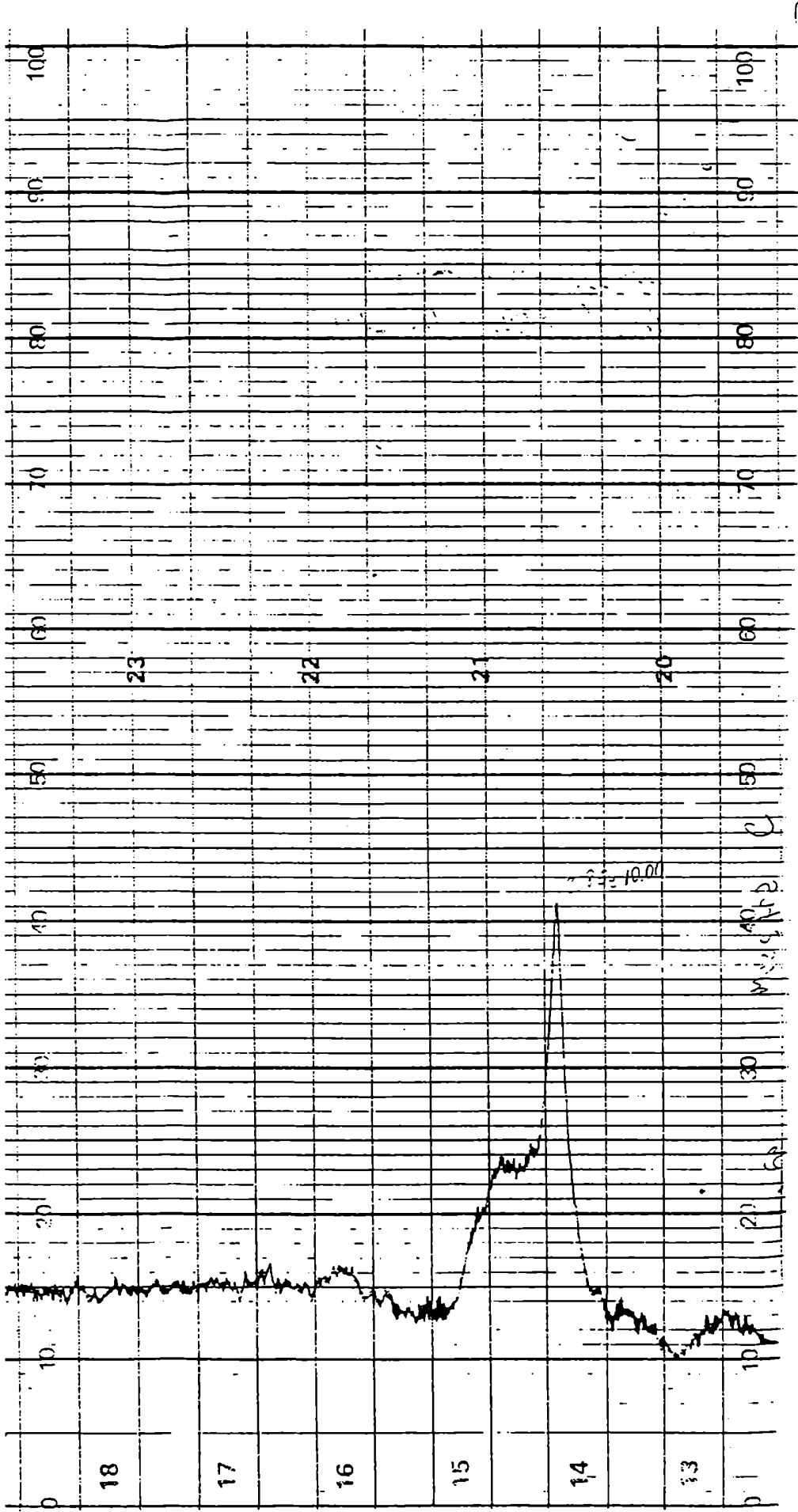


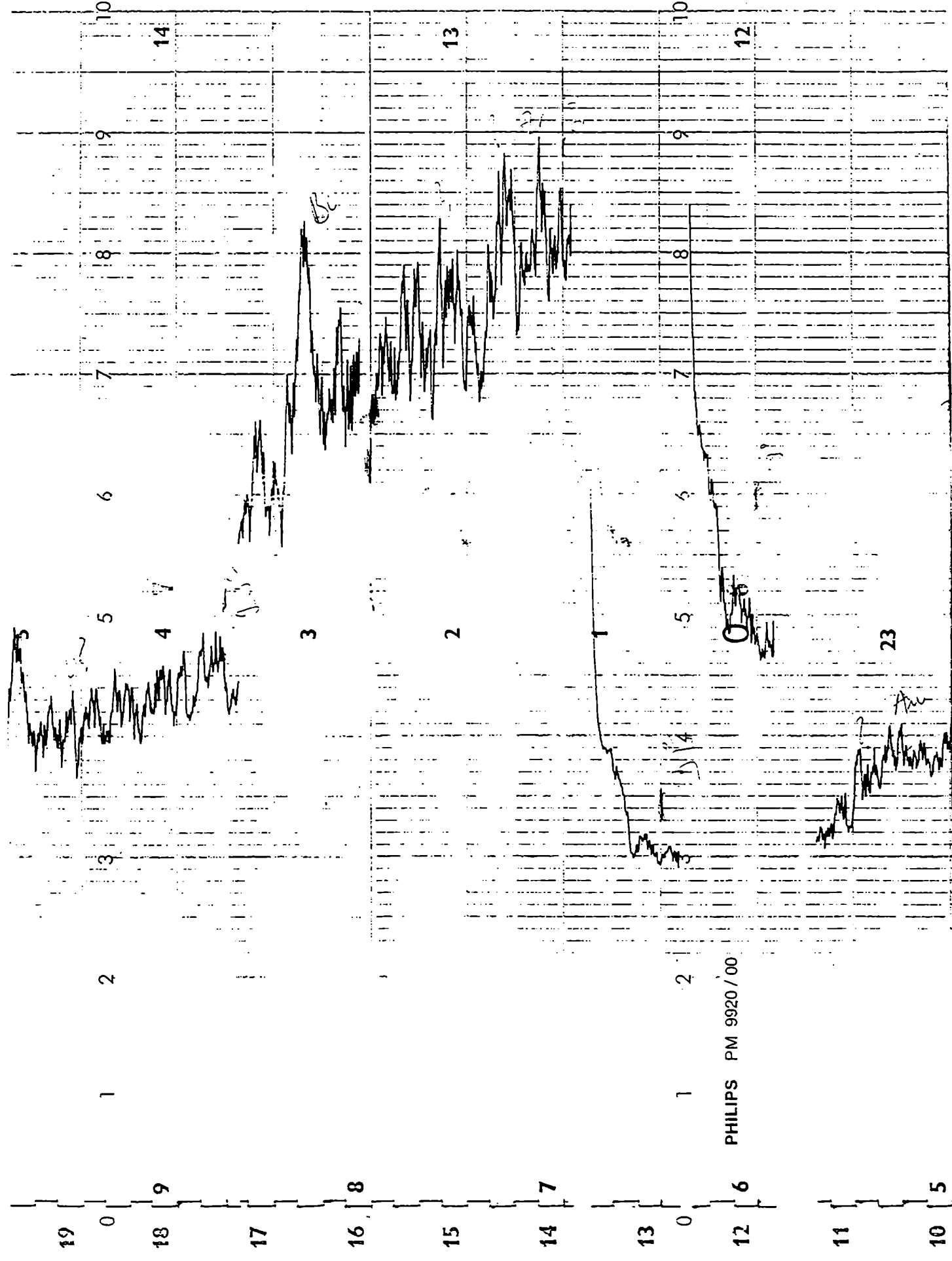


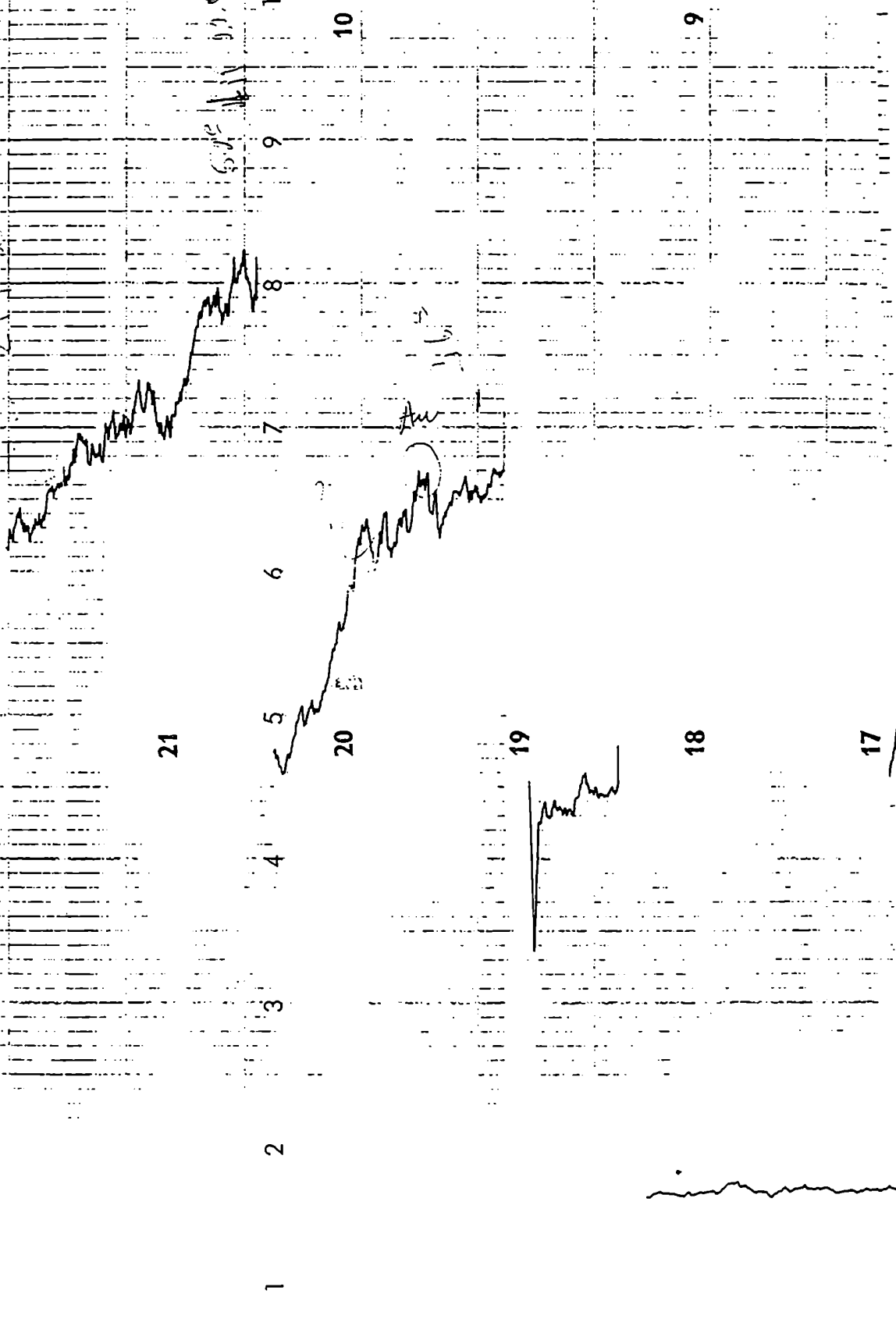
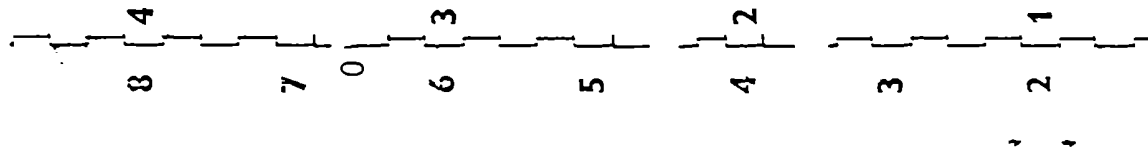


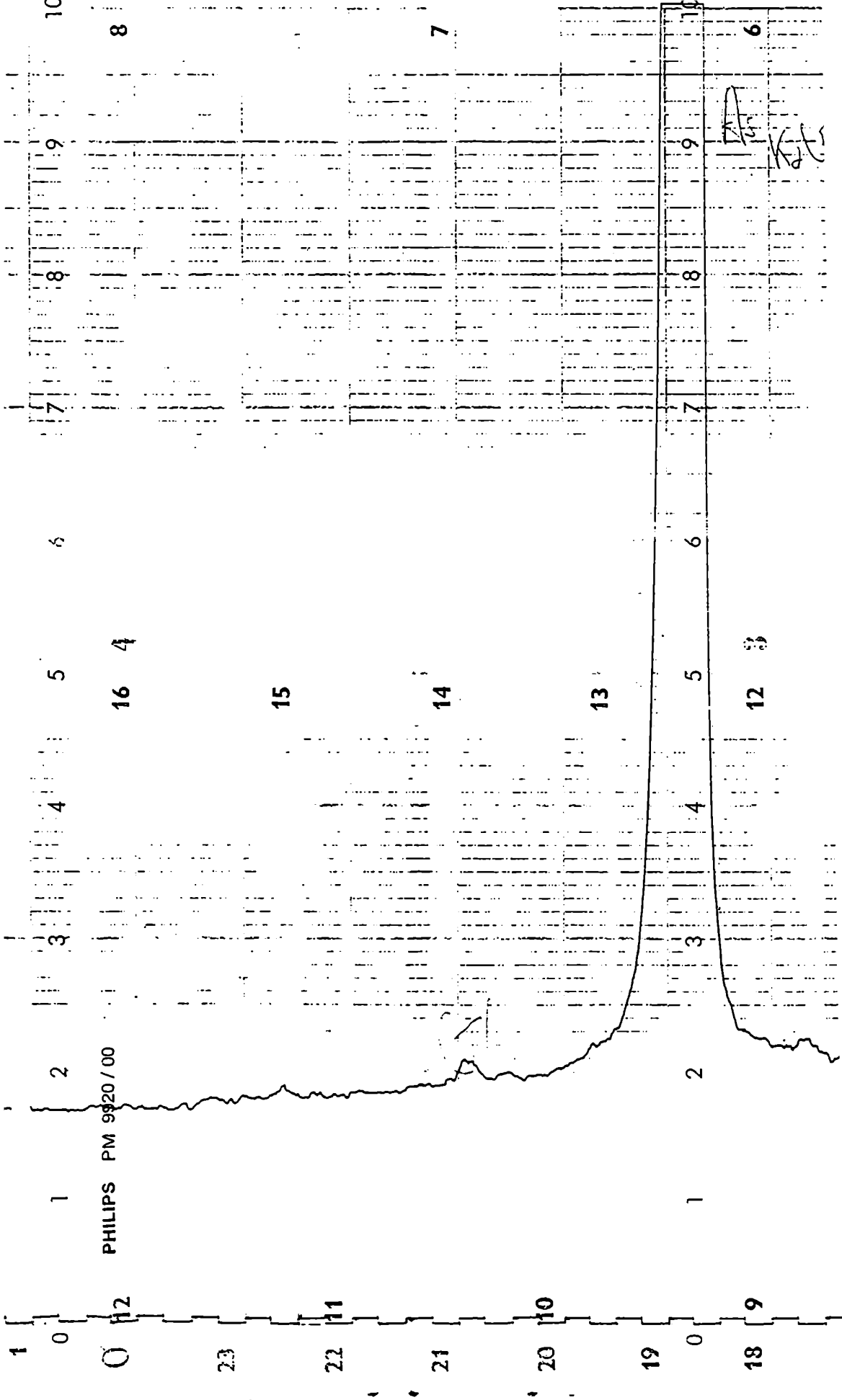


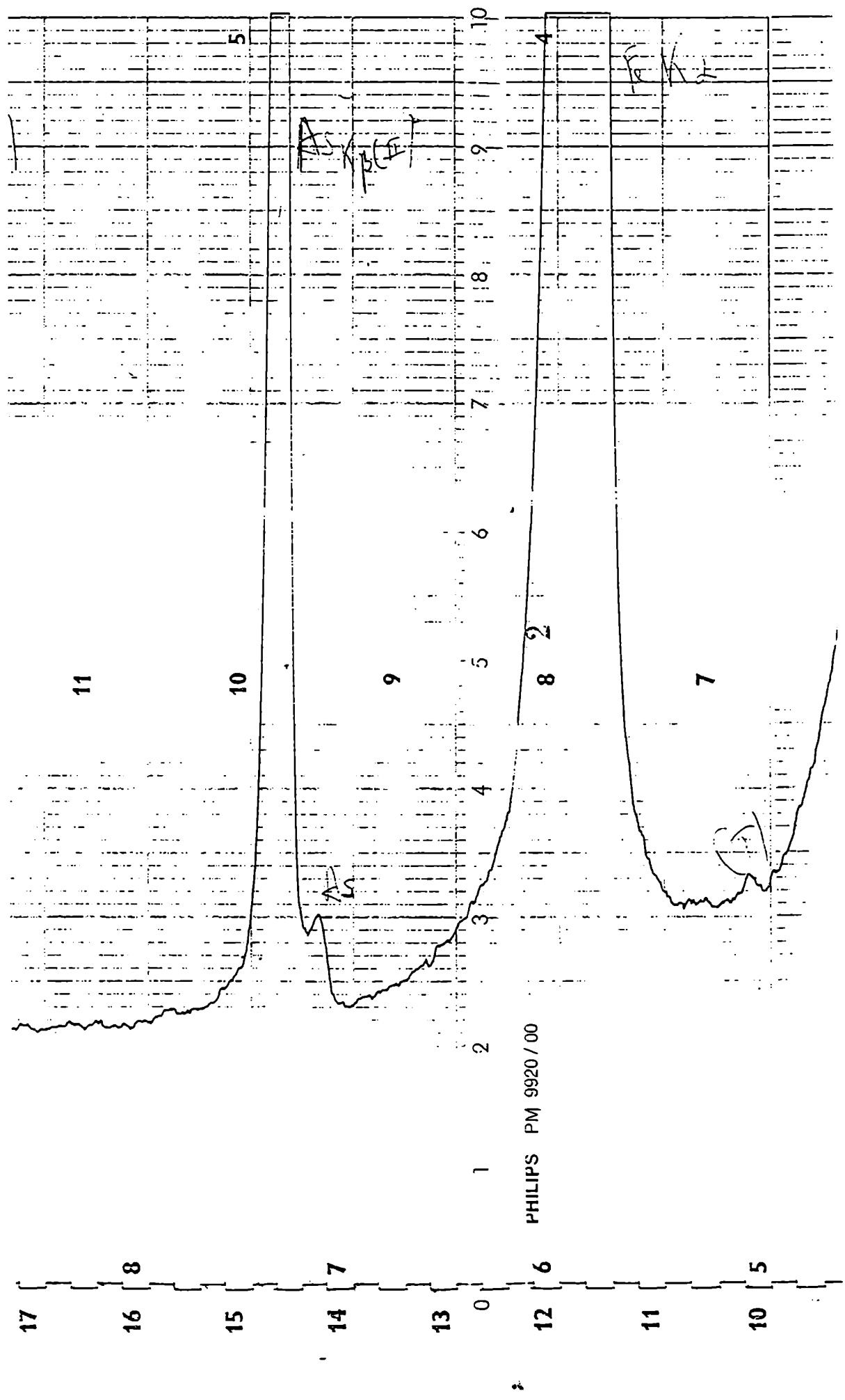




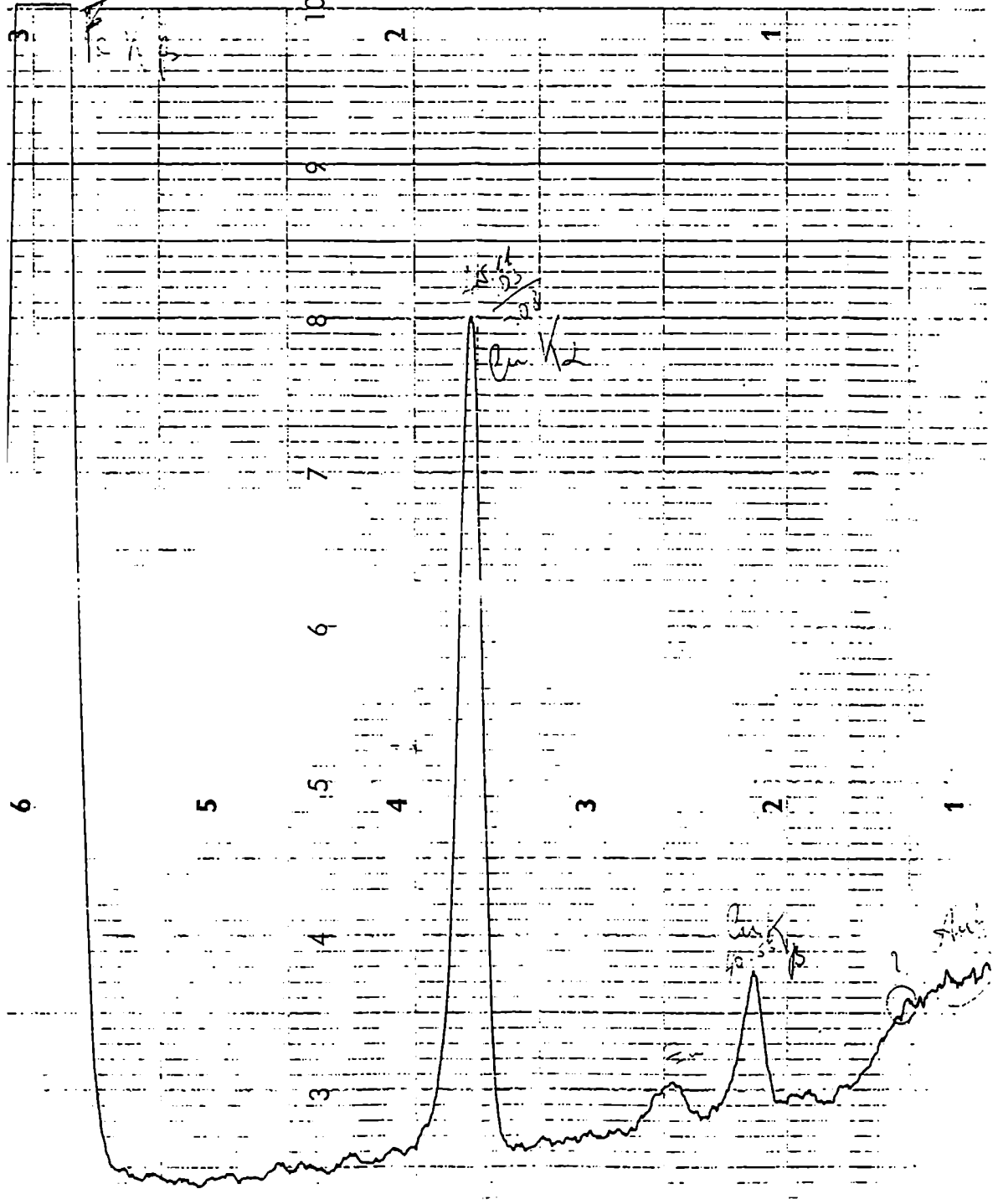
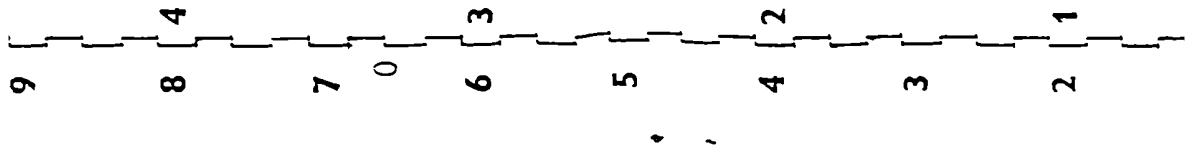


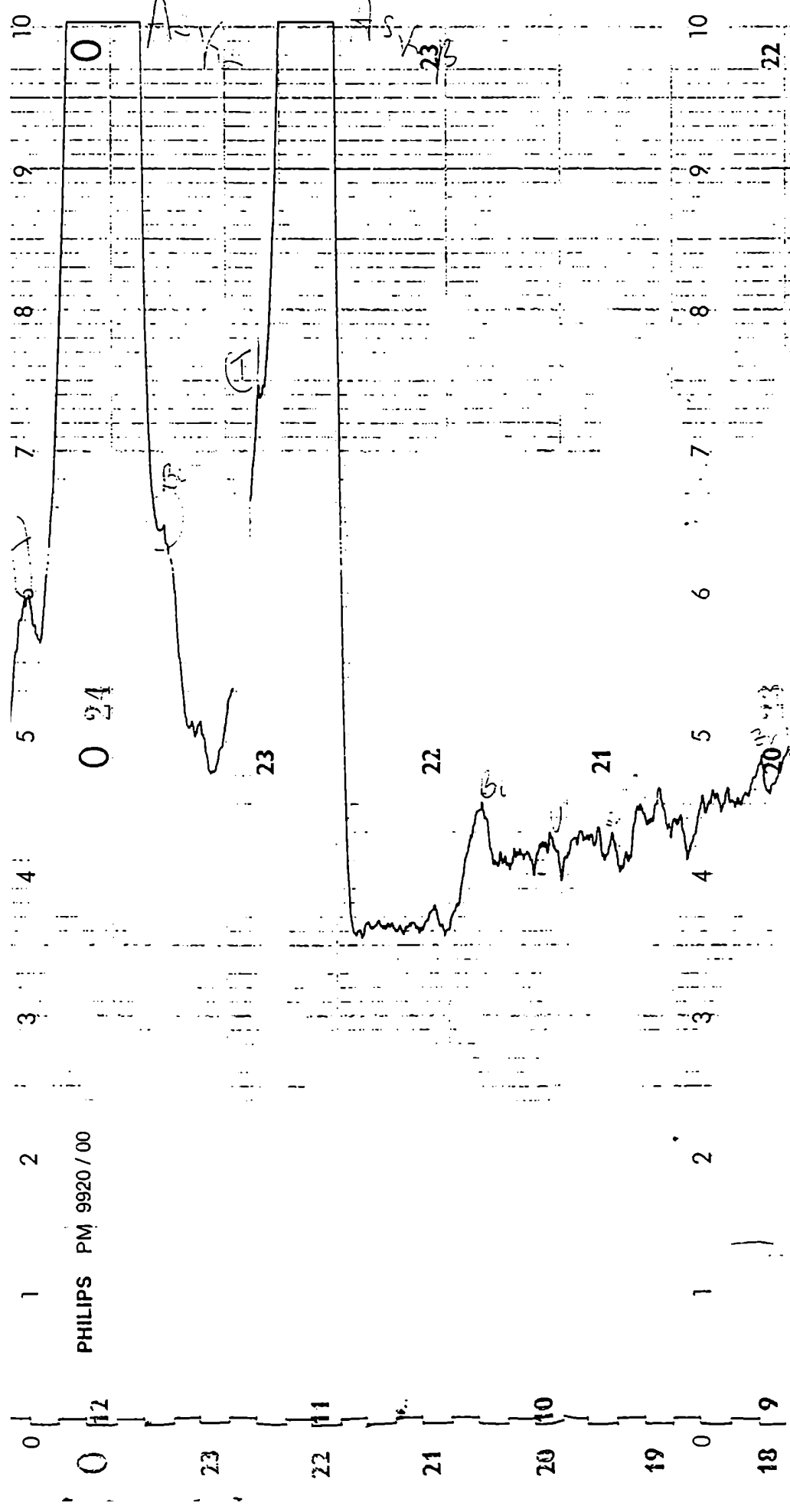












15

V-X-X-9 I

10

14

9

13

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

12

PHILIPS PM 9920/00

8

2

11

IN

5

7

10

5

9

6

8

4

S6

14.8 09.01 61

> A5-12  
an

(B0-22) A0-22

8 91

41

15

V-X-X-9 I

10

9

13

0

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

12

6

PHILIPS PM 9920/00

8

2

11

IN

5

7

10

5

9

6

8

4

S6

14.8 09.01 61

> A5-12  
an

(B0-22) A0-22

8

91

41